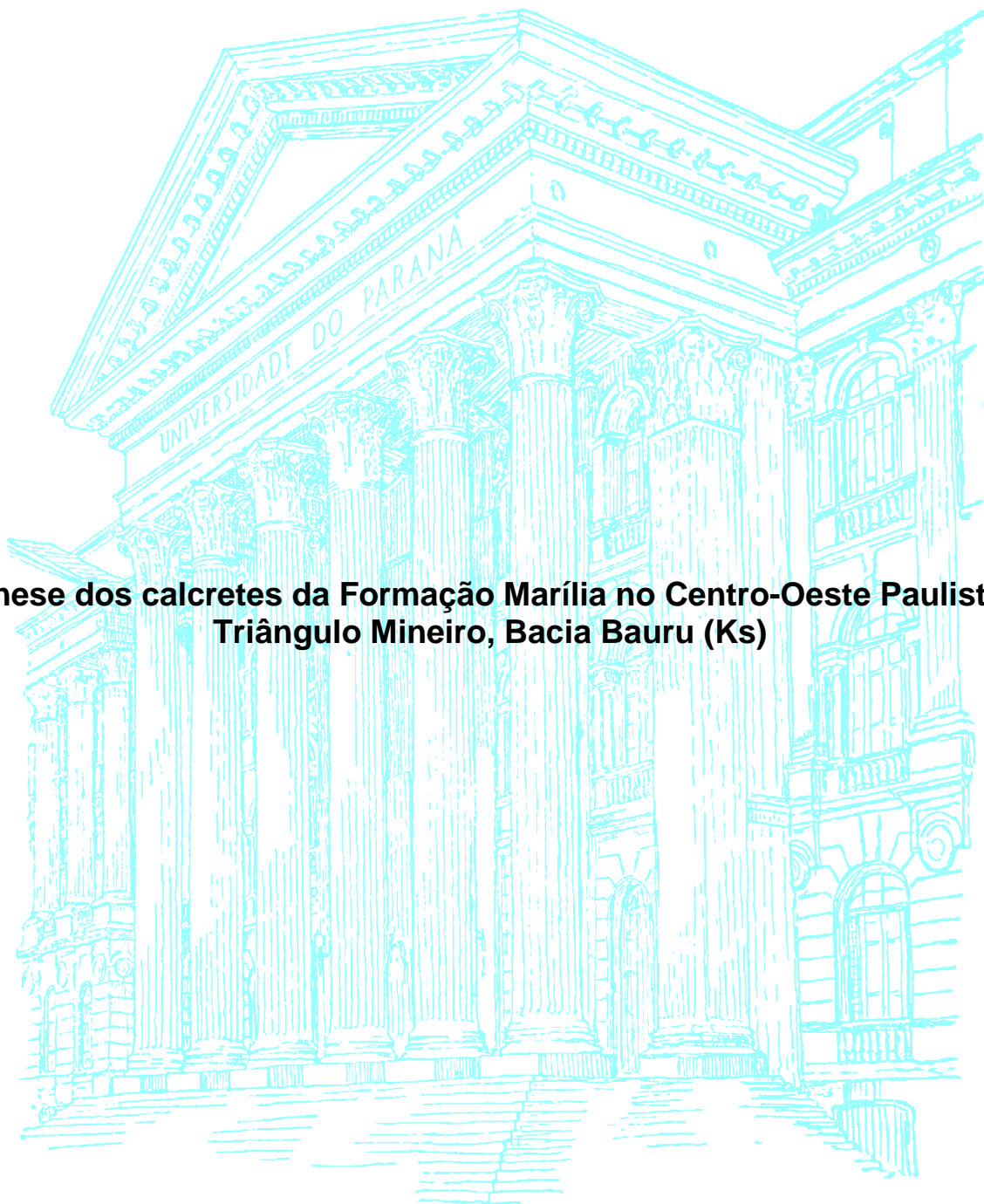


ELOIR MAOSKI

**Gênese dos calcretes da Formação Marília no Centro-Oeste Paulista e
Triângulo Mineiro, Bacia Bauru (Ks)**



Curitiba

2012

ELOIR MAOSKI

**Gênese dos calcretes da Formação Marília no Centro-Oeste Paulista e
Triângulo Mineiro, Bacia Bauru (Ks)**

Dissertação apresentada como requisito parcial à
obtenção do grau de Mestre, pelo curso de Pós-
Graduação em Geologia, Área de Geologia
Exploratória, do Setor de Ciências da Terra da
Universidade Federal do Paraná.

Orientador: Prof. Dr. Luiz Alberto Fernandes

Co-orientadores: Prof. Dr. Paulo César Boggiani

Prof. Dr. Leonardo J. C. Santos

Curitiba

2012

M296

Maoski, Eloir

Gênese dos calcretes da Formação Marília no Centro-Oeste Paulista e Triângulo Mineiro, Bacia Bauru (Ks) / Eloir Maoski. – Curitiba, 2012.

94 f. : il.; tabs.

Dissertação (mestrado) – Universidade Federal do Paraná, Setor de Ciências da Terra, Programa de Pós-Graduação em Geologia.

Orientador: Luiz Alberto Fernandes

Co-orientador: Paulo César Boggiani, Leonardo J. C. Santos

1. Rochas carbonáticas. 2. Petrogênese. I. Fernandes, Luiz Alberto. II. Boggiani, Paulo César. III. Santos, Leonardo J. C.. IV. Título.

CDD: 552.58

TERMO DE APROVAÇÃO

ELOIR MAOSKI

"Gênese dos calcretes da Formação Marília no centro-oeste paulista e Triângulo Mineiro, Bacia Bauru (Ks)"

Dissertação de Mestrado aprovada como requisito parcial para obtenção do grau de Mestre no Programa de Pós-Graduação em Geologia, área de concentração em Geologia Exploratória, da Universidade Federal do Paraná, pela Comissão formada por:



Prof. Dr. Paulo César Fonseca Giannini - USP



Prof^a. Dr^a. Eleonora Maria Gouvea Vasconcellos – UFPR



Prof. Dr. Luiz Alberto Fernandes - UFPR
Presidente

Curitiba, 28 de fevereiro de 2012.

Dedico este trabalho a meus pais José A.
Maoski e Leonilda Piassetta Maoski

AGRADECIMENTOS

Ao orientador Dr. Luiz Alberto Fernandes do Departamento de Geologia da UFPR pela confiança depositada em mim.

Ao co-orientador Dr. Paulo César Boggiani do Departamento de Geologia da USP, pelas discussões, sugestões e contribuições nas análises laboratoriais.

Ao co-orientador Dr. Leonardo J. C. Santos do Departamento de Geografia da UFPR por fazer parte desta pesquisa.

Aos constituintes da banca examinadora: Prof^a Dr^a Eleonora M. G. Vasconcellos (UFPR) e Prof. Dr. Paulo César F. Giannini (USP), pelas valiosas observações.

Ao CNPq pelo suporte financeiro ao projeto “Paleossolos associados a depósitos continentais arenosos de clima semiárido: estudo da Formação Marília, Bacia Bauru (Ks)”.

A CAPES pela bolsa de mestrado durante os 24 meses de pesquisa.

Aos meus colegas e professores de graduação e pós-graduação em Geologia da UFPR que direta ou indiretamente me ajudaram nesta caminhada.

Ao Sr. João da empresa mineradora *Calcários Triângulo* em Uberlândia (MG) por permitir o acesso às frentes de lavra e aos testemunhos de sondagens.

Ao Sr. Luiz Antonio (o Marília) pela generosa hospitalidade e contatos com as empresas de poços para águas subterrâneas na região de Marília (SP).

Ao Sr. Luiz Carlos do Museu dos Dinossauros de Peirópolis (MG) pela acolhida e sugestões de afloramentos na região.

E, não menos importante, aos meus familiares que souberam compreender tantas ausências minhas.

“Je lisais, que lisais-je?... Oh le grand Livre immense!

- La bible?

- Non! La Terre!”.

Victor Hugo

SUMÁRIO

LISTA DE FIGURAS.....	viii
LISTA DE QUADROS.....	x
ANEXOS.....	x
RESUMO.....	xi
ABSTRACT.....	xii
1. INTRODUÇÃO.....	1
1.1 Área de estudos.....	2
1.2 Objetivos.....	3
1.3 Justificativa do tema.....	3
2. MÉTODOS.....	3
2.1 Atividades de campo.....	4
2.2 Atividades de laboratório.....	5
3. CONCEITOS BÁSICOS E NOMENCLATURA UTILIZADA.....	6
3.1 Carbonatos continentais - conceituação.....	6
3.1.1 Mecanismos de acumulação do carbonato de cálcio.....	9
3.1.2 Classificação dos calcretes.....	12
3.1.2.1 Calcrete pedogênico.....	12
3.1.2.2 Calcrete de água subterrânea.....	16
3.1.3 Microtextura dos calcretes.....	18
3.1.3.1 Associação microtextural alfa.....	18
3.1.3.2 Associação microtextural beta.....	19
3.2 Paleossolos.....	21
4. CONTEXTO GEOLÓGICO.....	26
4.1 Classificação cronolitoestratigráfica adotada.....	26
4.2 Idade das rochas e registro fóssilífero na Bacia Bauru.....	29
4.3 Calcretes na Bacia Bauru.....	29
4.4 Calcretes na Formação Marília.....	30
4.5 Estudo de proveniência.....	33
4.5.1 Área-fonte de siliciclastos na parte oriental da Bacia Bauru.....	33
4.5.2 Áreas-fonte do carbonato de cálcio da Formação Marília.....	34
4.5.3 Complexos alcalino-carbonatíticos.....	34
5. RESULTADOS.....	36
5.1 Membro Echaporã.....	36
5.1.1 Caracterização litológica.....	36
5.1.2 Associação faciológica Echaporã.....	38
5.1.3 Tipos de calcretes.....	39

5.1.4 Caracterização petrográfica.....	42
5.2 Membro Serra da Galga.....	46
5.2.1 Caracterização litológica.....	46
5.2.2 Associação faciológica Serra da Galga.....	49
5.2.3 Tipos de calcretes.....	50
5.2.4 Caracterização petrográfica.....	53
5.2.5 Autigênese de argilominerais.....	55
5.3 Membro Ponte Alta.....	57
5.3.1 Caracterização litológica.....	58
5.3.2 Associação faciológica Ponte Alta.....	59
5.3.3 Tipos de calcretes.....	59
5.3.4 Caracterização petrográfica.....	60
5.3.5 Quartzo autigênico diagenético.....	63
6. DISCUSSÕES.....	65
6.1 Autigênese de argilominerais nos calcretes da Formação Marília.....	65
6.2 Importância do calcrete no registro fossilífero da Formação Marília.....	69
6.3 Desenvolvimento de quartzo diagenético no Triângulo Mineiro.....	70
6.4 Áreas-fonte de carbonato de cálcio.....	71
6.5 Gênese dos calcretes no Centro-Oeste Paulista.....	72
6.6 Gênese dos calcretes no Triângulo Mineiro.....	75
6.7 Considerações sobre o clima e a paleogeografia no Cretáceo Superior.....	78
7. CONCLUSÕES.....	82
8. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	86

LISTA DE FIGURAS

Figura 1. Localização da Bacia Bauru e das áreas de estudo na Formação Marília.....	2
Figura 2. Modelo de diferenciação entre calcretes e carbonatos paludiais.....	7
Figura 3. Calcretes pedogênicos, de águas subterrâneas e carbonatos paludiais de clima semiárido.....	11
Figura 4. Perfis ideais de calcretes pedogênicos.....	14
Figura 5. Modelo comparativo de desenvolvimento de calcrete pedogênico e de água subterrânea com suas principais características morfológicas e genéticas.....	17
Figura 6. Associação microtextural alfa e beta.....	19
Figura 7. Tipos de <i>peds</i>	22
Figura 8. Elementos texturais e microtexturais de solos. Escalas macro, meso e microscópica.....	23
Figura 9. Tipos de rizólitos.....	25
Figura 10. Carta cronolitoestratigráfica da parte oriental da Bacia Bauru.....	26
Figura 11. Evolução geológica do Alto do Paranaíba.....	35
Figura 12. Exposições do Membro Echaporã em cortes de rodovias no Centro-Oeste Paulista.....	37
Figura 13. Litofácies do Membro Echaporã.....	39
Figura 14. Seções colunares do Membro Echaporã onde se observa o predomínio de calcretes em material hospedeiro siliciclástico arenoso.....	40
Figura 15. Tipos de calcretes do Membro Echaporã.....	41
Figura 16. Fotomicrografias de calcretes do Membro Echaporã.....	43
Figura 17. Fotomicrografias de calcretes do Membro Echaporã com associações de microtexturas alfa e beta, além de feições pedogenéticas.....	44
Figura 18. Fotomicrografia de MEV (elétrons secundários) de fragmento de pedotubo em amostra de calcrete associado a paleossolo do Membro Echaporã.....	45
Figura 19. Exposições dos membros Serra da Galga e Ponte Alta no Triângulo Mineiro.....	47
Figura 20. Seção colunar do Membro Serra da Galga em contato com o Membro Ponte Alta no Triângulo Mineiro.....	48
Figura 21. Litofácies do Membro Serra da Galga.....	50
Figura 22. Seções colunares do Membro Serra da Galga onde se observa calcretes em material hospedeiro essencialmente siliciclástico arenoso.....	51
Figura 23. Tipos de calcretes do Membro Serra da Galga.....	52
Figura 24. Fotomicrografias de calcretes do Membro Serra da Galga em material siliciclástico arenoso.....	54

Figura 25. Fotomicrografias de calcretes do Membro Serra da Galga com associações de microtexturas alfa e beta.....	55
Figura 26. Desenvolvimento de esmectita autigênica em calcrete friável do Membro Serra da Galga.....	56
Figura 27. Frente de lavra no Membro Ponte Alta.....	57
Figura 28. Relações de contatos entre litotipos de calcrete crosta dura do Membro Ponte Alta.....	58
Figura 29. Tipos de calcrete do Membro Ponte Alta.....	60
Figura 30. Fotomicrografias de calcrete crosta dura do Membro Ponte Alta	61
Figura 31. Fotomicrografias de associações de microtexturas alfa e beta, além de feições pedogenéticas no calcrete crosta dura do Membro Ponte Alta.....	62
Figura 32. Desenvolvimento de quartzo diagenético em calcrete crosta dura do Triângulo Mineiro.....	64
Figura 33. Camada de quartzo diagenético ou silcrete em perfil de paleossolo da Formação Marília na região de Uberaba (MG).....	64
Figura 34. Provável neoformação de palygorskita/sepiolita.....	66
Figura 35. Autigênese de argilomineral em calcrete crosta dura do Membro Ponte Alta.....	67
Figura 36. Fotomicrografia de MEV (elétrons secundários) mostra a autigênese de argilomineral em calcrete friável do Membro Serra da Galga.....	69
Figura 37. Fragmentos fósseis de vertebrados no Triângulo Mineiro.....	70
Figura 38. Evolução do complexo carbonatítico de Araxá.....	72
Figura 39. Modelo genético para os calcretes da Formação Marília, Membro Echaporã, no Centro-Oeste Paulista.....	74
Figura 40. Modelo genético para o desenvolvimento de calcretes de água subterrânea e pedogenético no Triângulo Mineiro.....	77
Figura 41. Paleogeografia do Neojurássico ao Neocretáceo.....	79

LISTA DE QUADROS

Quadro 1. Proposta estratigráfica de Fernandes & Coimbra (2000) e sua correspondência com as classificações anteriores.....	27
Quadro 2. Caracterização das unidades litoestratigráficas da Bacia Bauru com base em Fernandes & Coimbra (2000) e Fernandes (2010).....	28
Quadro 3. Associação faciológica Membro Echaporã.....	38
Quadro 4. Caracterização dos tipos de calcretes do Membro Echaporã.....	41
Quadro 5. Caracterização de petrofácies de calcretes do Membro Echaporã.....	42
Quadro 6. Associação faciológica Membro Serra da Galga.....	49
Quadro 7. Caracterização dos tipos de calcretes do Membro Serra da Galga.....	52
Quadro 8. Caracterização de petrofácies de calcretes do Membro Serra da Galga.....	53
Quadro 9. Associação faciológica Membro Ponte Alta.....	59
Quadro 10. Caracterização de petrofácies do Membro Ponte Alta em associação com o calcrete crosta dura ou maciço.....	61
Quadro 11. Relação entre clima e desenvolvimento de calcrete pedogênico e de água subterrânea.....	80

ANEXOS

- Anexo 1(a, b): Localização dos afloramentos estudados e tipos de análises realizadas.
 Anexo 2(a, b, c): Resultados de análises por difratometria de raios-X.

RESUMO

A Bacia Bauru desenvolveu-se na Plataforma Sulamericana após a ruptura do Gondwana no Cretáceo Superior. Foi preenchida por sequência siliciclástica predominante arenosa na forma de leques aluviais de borda, sistemas de rios entrelaçados, extensos lençóis de areia eólicos e deserto interior. Hoje, tal sequência suprabasáltica tem cerca de 480m de espessura e seu relevo está em estágio de dissecação. A Formação Marília do Grupo Bauru tem a mais expressiva ocorrência de calcrete dentre as unidades litoestratigráficas da bacia, além de registros de paleossolos e ocorrências fossilíferas de vertebrados e invertebrados do Cretáceo Superior. O objetivo da pesquisa é discutir a gênese dos calcretes desta unidade no Centro-Oeste Paulista e Triângulo Mineiro. Conforme resultados, a partir da descrição de exposições da unidade em superfície e de testemunhos de poços de sondagens e de águas subterrâneas, além de análises de microscopia óptica de luz transmitida, eletrônica de varredura (MEV), espectrometria de energia dispersiva (EDS) e difratometria de raios-X, foram definidos dois modelos básicos para os calcretes da Formação Marília: (1) – tipo Echaporã no Centro-Oeste Paulista. Sua origem, possivelmente, foi a partir de um processo pedogenético inicial e localizado junto aos paleovales e próximos a lagoas efêmeras. Posteriormente, com o aumento da coluna sedimentar e flutuações do nível freático, ocorreu sobreposição por calcrete de águas subterrâneas; (2) – tipos Ponte Alta e Serra da Galga no Triângulo Mineiro. Os calcretes do Membro Ponte Alta provavelmente originaram-se junto aos paleovales com eventuais lagoas efêmeras. Neste contexto, o nível freático era mais raso e o fenômeno da evapotranspiração, condicionado pelo clima semiárido, certamente foi mais intenso. Esta condição intensificou a geração predominante de calcrete de água subterrânea. O contínuo aprofundamento do nível freático, associado a um relevo mais plano e estável, inibiu o desenvolvimento desse tipo de calcrete e contribuiu para o predomínio na geração de horizontes de paleossolos e de calcrete pedogenético do Membro Serra da Galga. Considera-se que o desenvolvimento dos calcretes da Formação Marília está associado a um processo geral de atenuação das condições de aridez no Cretáceo Superior e porção centro-sul da Plataforma Sulamericana. Assim, o clima semiárido coincidiu, provável e favoravelmente, com o intemperismo químico e erosão dos complexos alcalino-carbonatíticos do Alto Paranaíba e das rochas carbonáticas proterozoicas do Grupo Bambuí na borda da bacia. Esta mudança climática favoreceu a concentração do carbonato de cálcio nas águas alcalinas subterrâneas e de superfície que se dirigiam para o interior da bacia. A subsequente perda de solubilidade do carbonato de cálcio por condicionantes físico-químicos conduziu ao desenvolvimento dos calcretes da Formação Marília. No entanto, além do transporte de carbonatos pela água, o pó eólico foi, provavelmente, outra contribuição importante, principalmente para o desenvolvimento do calcrete tipo Echaporã no Centro-Oeste Paulista. A configuração atual do relevo de platôs estreitos e longos sustentados pelos arenitos calcificados da Formação Marília sugere processos de elaboração da paisagem por inversão de relevo.

Palavras-chave: calcretes, paleossolos, Formação Marília, Bacia Bauru, Cretáceo Superior.

ABSTRACT

The Bauru Basin was developed in the South American Platform after the breakup of Gondwana in Late Cretaceous. It was filled by predominantly siliciclastic sequence in the form of sandy alluvial fan edge, braided river systems, extensive sand windy sheets and interior desert. Today, such a supra-basaltic sequence is about 480 m thick and its relief is in stage of dissection. The Marília Formation of the Bauru Group has the most significant occurrence of calcretes from the lithostratigraphic units of the Bauru Basin, as well as records of paleosols and fossil occurrences of vertebrates and invertebrates from the Late Cretaceous. The main objective of this research is to discuss the genesis of calcretes of this unit in the center-west of São Paulo state and Triângulo Mineiro. As results from the description of surface exposures of the unit and testimonies of wells and groundwater surveys, and analyzes of transmitted light microscopy, scanning electron (SEM), energy dispersive spectrometry (EDS) and X-ray diffraction, two basic models have been defined for the Marília Formation calcretes: (1) - type Echaporã in the center-west of São Paulo state. Its origin was possibly from a pedogenic initial process and located along the peripheral region of paleovalleys and ephemeral near ponds. Later, with increasing sedimentary column and the water table fluctuations, occurred calcrete groundwater overlay, (2) – Ponte Alta and Serra da Galga types in Triângulo Mineiro. The calcretes type Ponte Alta probably originated along the paleovalleys with any ephemeral ponds. In this context, the water table was shallower and the phenomenon of evapotranspiration was conditioned by the semi-arid climate, which was certainly more intense. This condition increased the generation of predominant groundwater calcrete or valley. The continuous deepening of the water table, associated with a raised and stable land, inhibited the development of this type of calcrete and contributed to the predominance in the generation of paleosol horizons and pedogenic calcrete of Serra da Galga Member. The development of the Marília Formation calcretes is associated with a general process of attenuation of arid conditions in the Cretaceous and the central-southern South American Platform. Thus, the semi-arid climate coincided with the chemical weathering and erosion of the alkaline-carbonatite complex of Alto Paranaíba and Proterozoic carbonate rocks of the Bambuí Group on the edge of the basin. This climate favors the concentration of calcium carbonate in alkaline underground and surface water that has gone into the basin. The subsequent loss of solubility of calcium carbonate by physico-chemical conditions led to the development of calcretes from Marília Formation. However, besides the transport of carbonates by water, windy dust was probably another important contribution, especially for the development of calcrete type Echaporã in the center-west of São Paulo state. The current configuration of the relief of plateaus narrow and long sustained by the calcified Marília Formation sandstones, suggests making processes of landscape elaboration through the relief inversion.

Keywords: calcretes, paleosols, Marília Formation, Bauru Basin, Upper Cretaceous.

1 INTRODUÇÃO

A Formação Marília do Grupo Bauru é a unidade litoestratigráfica investigada por apresentar a mais expressiva ocorrência de calcrete na Bacia Bauru. A referida unidade subdivide-se nos membros Echaporã, Serra da Galga e Ponte Alta (BARCELOS & SUGUIO, 1987) e os calcretes estão presentes nos três membros, com variações locais e regionais de intensidade e forma de ocorrência.

No Membro Echaporã predominam estratos tabulares de espessuras métricas de arenito maturo bege rosado. Subordinadamente, ocorrem camadas de lamitos e lentes de conglomerados. O Membro Serra da Galga caracteriza-se por arenitos amarelo esbranquiçados maduros, dispostos em estratos de aspecto lenticular a tabular com espessuras decimétricas a métricas. Em menor expressão, ocorrem lentes de lamitos arenosos marrom avermelhados e de arenitos conglomeráticos. No Membro Ponte Alta predominam arenitos brancos com intercalações de arenitos conglomeráticos de aspecto maciço e cimentação carbonática. O grau de cimentação dessa rocha, em torno de 78% de CaCO_3 (SUGUIO & BARCELOS, 1983a), e sua distribuição regional no Triângulo Mineiro, possibilita seu uso para corretivo de solo (pedreiras Partezan e Triângulo) e para fabricação de cimento (pedreira Ponte Alta), conforme Silva *et al.* (1994), esta última atualmente inativa.

As rochas da Formação Marília têm distribuição regional e geralmente estão associadas aos altos topográficos das regiões sudeste e nordeste da parte oriental da Bacia Bauru, principalmente no Centro-Oeste Paulista e no Triângulo Mineiro. Além do desenvolvimento de calcretes, estas rochas caracterizam-se, ainda, pela presença de paleossolos e fósseis de vertebrados e invertebrados do Cretáceo Superior.

Os calcretes, objeto deste estudo, em definição adaptada de Wright & Tucker (1991) correspondem à acumulação predominante de carbonato de cálcio, em perfis de solos, depósitos siliciclásticos e/ou rochas sedimentares próximas à superfície do solo em ambientes continentais. Calcretes desenvolvem-se na região vadosa ou de nível freático raso saturado em carbonato de cálcio e ocorrem numa variedade de formas como pulverulento, mosqueado, nodular, laminar, crosta dura, entre outras.

Quanto aos paleossolos, seu estudo ganha importância pela frequente associação com perfis de calcrete. Conforme definição de Kraus (1999), paleossolos são solos que se desenvolveram em paisagens do passado. Têm sua origem relacionada a modificações físicas, químicas e biológicas impostas às rochas ou sedimentos na superfície da Terra e ocorrem preferencialmente associados a

superfícies planas que passaram por períodos de pouca ou nenhuma sedimentação e/ou erosão.

1.1 Área de estudo

A pesquisa desenvolveu-se em duas áreas específicas onde se concentram as melhores exposições da Formação Marília na parte oriental da Bacia Bauru (Fig. 1). Localizam-se na porção centro-oeste do estado de São Paulo, região de Marília, entre as longitudes 49°35' e 50°05' W, latitudes 22°10' e 22°20' S, e no Triângulo Mineiro, entre os municípios de Uberlândia, Uberaba e Ponte Alta, em área compreendida entre as longitudes 47°40' e 48°10' W e as latitudes 19°10' e 19°40' S.

Os afloramentos estudados encontram-se principalmente às margens de rodovias na região de Marília SP e com frequência junto a pedreiras abandonadas e em lavra na região do Triângulo Mineiro (Anexos 1a e 1b).

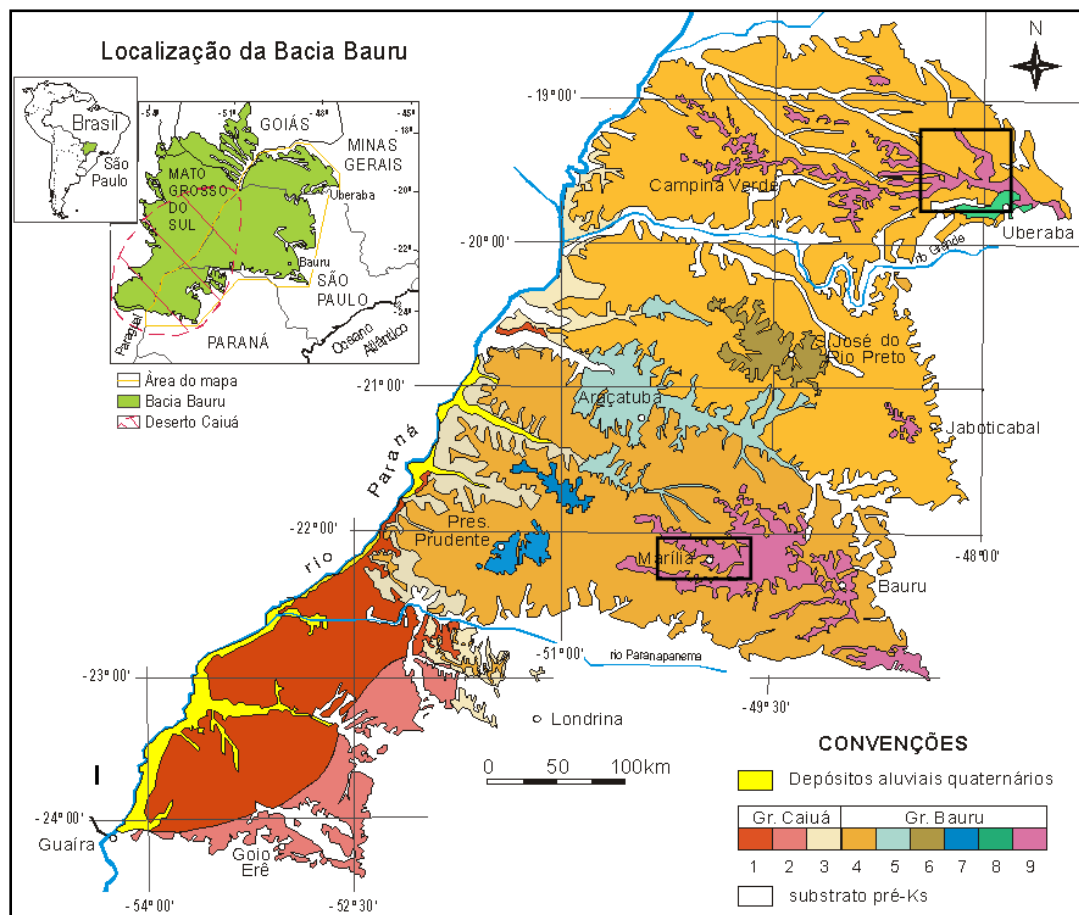


Figura 1: Localização da Bacia Bauru e das áreas de estudo na Formação Marília. Os retângulos indicam as localizações na região de Marília (SP) e parte do Triângulo Mineiro, entre os municípios de Uberaba, Uberlândia e Ponte Alta (MG). Convenções: 1. Formação Rio Paraná, 2. Formação Goio Erê, 3. Formação Santo Anastácio, 4. Formação Vale do Rio do Peixe, 5. Formação Aracatuba, 6. Formação São José do Rio Preto, 7. Formação Presidente Prudente, 8. Formação Uberaba, 9. Formação Marília. Fonte: Fernandes (2004).

1.2 Objetivos

A pesquisa tem como objetivo principal:

- Investigar a gênese dos calcretes da Formação Marília no Centro-Oeste Paulista e no Triângulo Mineiro.

1.3 Justificativa do tema

O estudo da gênese dos calcretes da Formação Marília visa aprofundar o estado de conhecimento do tema. A unidade apresenta excelentes exposições de calcretes e constitui substrato regional de áreas economicamente importantes, principalmente no Centro-Oeste Paulista e no Triângulo Mineiro.

Apesar de inúmeras ocorrências de calcretes no Brasil, na maioria cenozoicas como as formações Caatinga, na Bahia, Xaraiés, em Mato Grosso do Sul e Guabirotuba, no Paraná, poucos foram os estudos desenvolvidos para entendimento da gênese destes depósitos, apesar do avanço no conhecimento sobre os processos de calcretização (ALONSO-ZARZA & WRIGHT, 2010).

A investigação da origem dos carbonatos continentais tem diversos interesses, dentre eles, destacam-se: 1) conhecimento da evolução geológica de bacia brasileira mesozoica; 2) evolução do conhecimento da sucessão siliciclástica arenosa cretácica, suas transformações diagenéticas e consequências no comportamento como reservatórios de fluidos; 3) caracterização de unidades arenosas cimentadas por carbonatos e seu comportamento como substrato, para uso e ocupação humana, assim como prevenir erosão e contaminação de aquífero.

Além disso, em sua maior parte, os fósseis da Formação Marília encontram-se preservados devido aos processos de calcretização, motivo pelo qual o estudo destes processos passa a ter também importância para a Paleontologia.

2 MÉTODOS

A pesquisa baseou-se em duas atividades principais que consistiram de campanhas de campo e de estudos laboratoriais.

2.1 Atividades de campo

A descrição de fácies de calcretes, assim como sua classificação, baseou-se no perfil ideal de calcrete pedogênico proposto por Wright (2007). Nesta fase, os principais procedimentos de campo basearam-se na construção de seções colunares com a caracterização das fácies (cor, intensidade e tipo do cimento, relações de contato, granulação, mineralogia, estruturas sedimentares e feições pedogenéticas) além de documentação fotográfica, inclusive para a construção de fotomosaicos, e coleta de amostras orientadas de afloramentos e testemunhos de poços para águas subterrâneas.

As atividades de campo foram executadas em três campanhas de estudos em exposições de calcretes no Centro-Oeste Paulista, região de Marília (SP), e no Triângulo Mineiro, principalmente entre os municípios de Uberaba, Uberlândia e Ponte Alta (MG). As atividades consistiram de:

- Descrição de afloramentos, levantamento de seções colunares e registro de coordenadas UTM;
- Descrição de fácies e sua relação com o grau de cimentação carbonática;
- Identificação dos intervalos de paleossolos e descrição de feições típicas (rizólitos e bioturbações de invertebrados) e suas relações com o litotipo;
- Coleta de amostras orientadas (base e topo) para estudos laboratoriais;
- Documentação fotográfica com câmera digital de 10,3 megapixels, inclusive com a tomada de fotos sequenciais para a construção de fotomosaicos.

Apesar da descrição de fácies sedimentares seguir a nomenclatura de Miall (1996), isto não significa afirmar que as rochas do presente estudo foram originadas a partir de depósitos de contexto exclusivamente fluvial. Quanto à descrição de estruturas sedimentares, optou-se pela aplicação de termos e padrões de uso corrente na literatura. Assim, em relação à espessura das camadas das rochas sedimentares, foram adotados os seguintes termos:

- lâmina: camada com espessura de até 1 cm;
- estrato: camada com espessura superior a 1 cm.

Para definição da magnitude das estratificações cruzadas, o presente trabalho seguiu a proposta de McKee & Weir (1953):

- estratificação cruzada de grande porte (sets com mais de 3 m de altura);
- estratificação cruzada de médio porte (sets com 0,3 a 3 m de altura) e
- estratificação cruzada de pequeno porte (sets com menos de 0,3 m de altura).

2.2 Atividades de laboratório

Esta atividade buscou identificar a origem dos calcretes a partir de suas feições microtexturais e de suas petrofácies com base na relação entre a granulação, matriz, cimento, estruturas deposicionais e diagenéticas de calcretes com ou sem associação a paleossolos. As atividades consistiram de:

- Petrografia de seções delgadas de amostras orientadas de calcretes por meio de microscópio petrográfico de luz transmitida, modelo *Leica, DM LM/P* acoplado com câmera digital *Leica DC 180* do Laboratório de Estudos Sedimentológicos e Petrologia Sedimentar (LabESed) da UFPR. As lâminas de calcretes foram confeccionadas junto ao Instituto de Pesquisas Tecnológicas do Estado de São Paulo (IPT), sendo que as amostras mais friáveis foram inicialmente impregnadas com resina epóxi com ou sem corantes;
- Análise com microscopia eletrônica de varredura (MEV) integrado com espectrometria de energia dispersiva (EDS) junto ao Laboratório de Microscopia Eletrônica da UFPR. Nesta etapa, as amostras definidas para análise com MEV foram primeiramente preparadas na forma de pequenos cubos com cerca de 1cm³ e fixadas em base metálica com uso de esmalte sintético em mistura com pó de grafita para aumento da condutividade elétrica. Posteriormente, as mesmas foram encobertas por película de ouro e colocadas a vácuo por 24h para perda de umidade. O equipamento de MEV utilizado nesta etapa foi da marca *Jeol*, tipo *JSM 6360* do Centro de Microscopia Eletrônica da UFPR (CME). O objetivo principal desta análise foi a verificação de possíveis estruturas bacterianas no cimento carbonático e identificação/caracterização de argilominerais autigênicos. Além disso, foram realizadas análises químicas semiquantitativas por EDS com equipamento da marca *Thermo NORAN*, modelo: *6714A-1SUS-SN* acoplado ao MEV;
- Análise por difratometria de raios-X junto à Universidade Estadual de São Paulo (USP) para determinação do cimento carbonático e de argilominerais;
- Identificação de feições microtexturais pedogenéticas e caracterização de petrofácies a partir da descrição de seções delgadas de amostras orientadas de calcretes;
- Integração dos resultados de campo e de laboratório com vistas ao estabelecimento de modelos genéticos e de evolução para os calcretes da Formação Marília.

3 CONCEITOS BÁSICOS E NOMENCLATURA UTILIZADA

3.1 Carbonatos continentais - conceituação

O estudo sobre calcretes ou acumulações de carbonatos em ambientes continentais é relativamente recente na literatura geológica. Segundo Alonso-Zarza (2003), o interesse pelo estudo de calcretes e carbonatos palustres tem aumentado nos últimos vinte anos por fornecerem significativa informação paleoambiental.

Inicialmente, calcretes foram definidos como acumulações, principalmente de carbonato de cálcio, próximas à superfície do terreno e restritos a ambientes continentais, têm origem na zona vadosa a partir da cimentação e/ou substituição, em proporção variável, de constituintes de solos e rochas (GOUDIE, 1973). Esta definição é a mais antiga e se refere apenas a calcretes de origem pedogênica ou de ambiente vadoso raso.

Posteriormente, Wright & Tucker (1991) consideraram que nos ambientes semiáridos a áridos podem ocorrer extensas acumulações de carbonatos de origem freática devido ao deslocamento subterrâneo de águas saturadas em carbonato de cálcio. Neste sentido, a existência ou não de um perfil edáfico não é condição básica ao processo de calcretização. No entanto, estudos sobre crostas carbonáticas associadas à água subterrânea já haviam sido relatadas muito antes. Netterberg (1969) observou acumulações de carbonatos não-pedogênicos na África do Sul, cuja origem associou à cimentação da rocha hospedeira em sistemas aquíferos rasos. Mann & Horwitz (1979) e Semeniuk & Meagher (1981) desenvolveram estudos sobre a formação de calcretes de água subterrânea na região oeste da Austrália. Conforme Semeniuk & Meagher (1981), calcretes não pedogênicos se formam em subsuperfície e logo acima do nível freático como resposta ao regime de evapotranspiração regional. Na bibliografia, o termo calcrete de água subterrânea (*groundwater calcrete*) é sinônimo de calcrete não pedogênico, freático, de canal ou de vale (WRIGHT, 2007).

Os carbonatos paludiais correspondem ao terceiro tipo de acumulação de carbonatos continentais. Porém, na acepção de Alonso-Zarza (2003), somente as acumulações de carbonatos terrestres em **depósitos clásticos** com influência pedogenética e/ou de águas subterrâneas são calcretes *stricto sensu*. Os carbonatos paludiais diferem pelo desenvolvimento de **lama carbonática primária** constituída principalmente por micrita com granulação entre 0,3 a 1,3µm. Neste caso, o carbonato de cálcio precipita diretamente no interior do lago ou no seu entorno por perda de

solubilidade causada pela evaporação, aumento de temperatura durante o dia e/ou queda na pressão de CO_2 , principalmente nas estações mais secas. No entanto, este ambiente também é afetado por modificações pedogenéticas associadas a pedoturbações, atividades de raízes e organismos escavadores, além da remobilização/iluviação de argila, ferro e carbonato. Conforme Alonso-Zarza (2003), carbonatos paludiais se formam em lagoas rasas e apresentam estruturas pedogenéticas que se desenvolvem quando do rebaixamento do nível do lago e subsequente exposição aérea (Fig. 2).

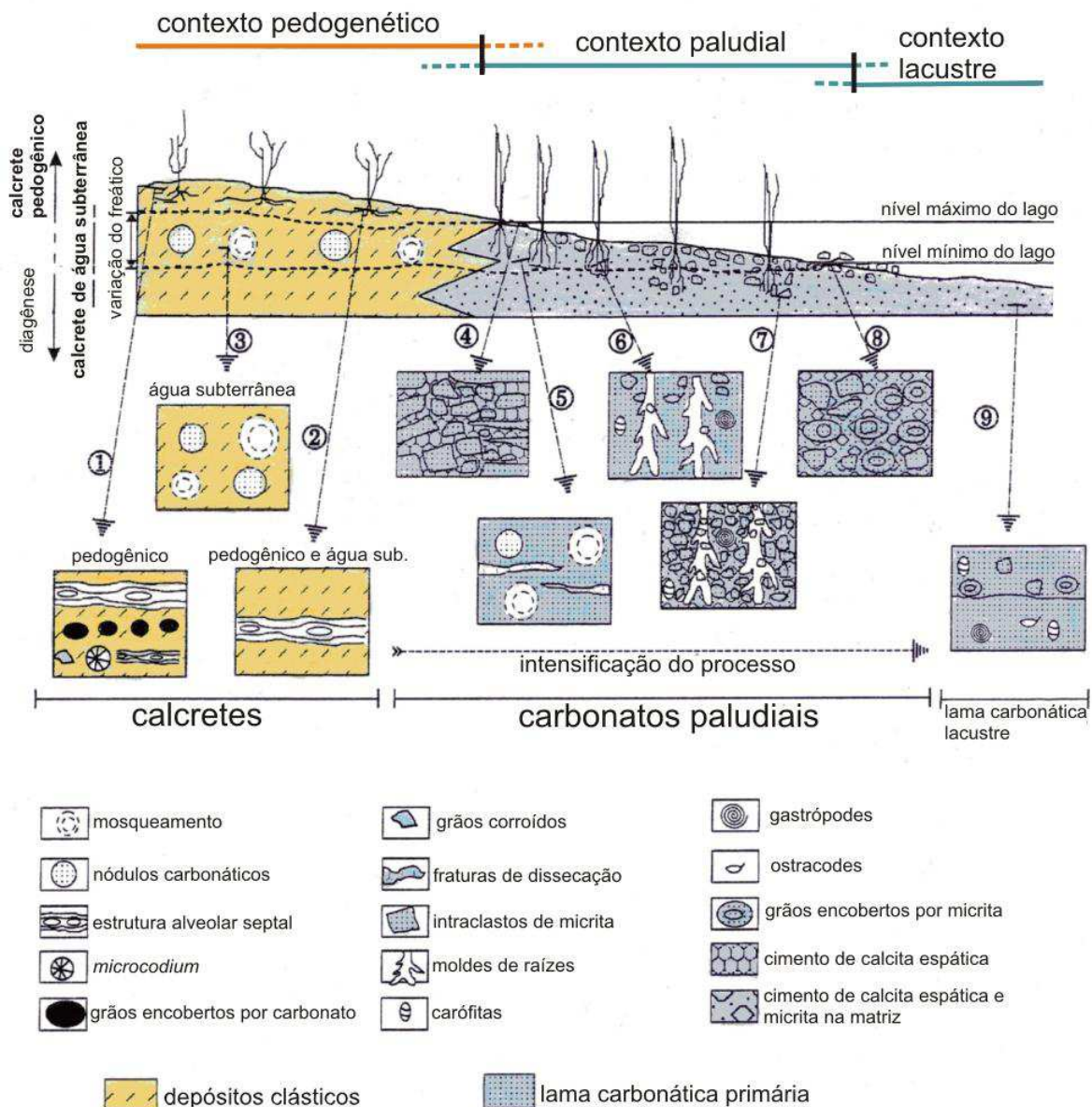


Figura 2: Modelo de diferenciação entre calcretes e carbonatos paludiais. Os calcretes estão associados a depósitos clásticos em contexto pedogenético e sua origem pode ser pedogênica ou por água subterrânea. Os carbonatos paludiais são definidos pelo desenvolvimento de lama carbonática em contexto paludial. Traduzido de Alonso-Zarza (2003).

Carbonatos paludiais são reconhecidos por sua importância na interpretação das condições de subsidência da bacia, clima, nível de base e suprimento de material siliciclástico (PLATT, 1989; ALONSO-ZARZA *et al.*, 1992; entre outros).

Conforme Ménillet (1980/1981), o meio paludial pode ser considerado como intermediário entre os domínios de sedimentação da lama carbonática e os de formação de solos hidromórficos. Ora, a exposição aérea do fundo do lago favorece o desenvolvimento de processos pedogenéticos. Neste sentido, a sobreposição de processos torna difícil a correta identificação entre calcretes e carbonatos paludiais. Um bom exemplo refere-se aos *Calcários de Beauce* na Bacia de Paris (França). Estes depósitos são de idade cenozoica, considerados como de origem lacustre e possuem espessuras variáveis, podendo atingir até 70 m. Estão relacionados a uma área de sedimentação extensa, rasa e temporariamente inundada, com possível desenvolvimento de calcretes nos períodos de exposição aérea. São mal estratificados e geralmente sem limites claros entre as litofácies. A rocha é basicamente composta por lama micrítica e argilominerais (palygorskita, sepiolita e esmectita) com proporções variadas de material siliciclástico, geralmente quartzo com bordas corroídas, além de processos localizados de substituição mineral e de recristalização de micrita para calcita espática (MÉNILLET, 1980/1981).

Conforme Machette (1985), o termo calcrete foi popularizado por Goudie em 1973 quando passou a ser entendido como oriundo de ambiente continental de clima semiárido e acumulado e/ou desenvolvido num solo preexistente ou em sedimentos inconsolidados.

Apesar do maior uso do termo calcrete para acumulações de carbonatos em solos, este termo não foi incluído em qualquer classificação de solos atuais (ALONSO-ZARZA, 2003). Neste sentido, horizonte de solo com forte acumulação de carbonato tem sido denominado por pedólogos de *K horizonte* e não como calcrete (GILE *et al.*, 1965). Pedólogos reconhecem três horizontes maiores em solos de clima árido a semiárido; são eles, do topo para a base, horizontes A, B e C. Intervalos com carbonatos secundários são denotados pelo sufixo “k” e geralmente encontram-se no horizonte B. Logo, um intervalo de crosta carbonática no horizonte B é denotado por Bk. O entendimento da origem dos intervalos Bk em solos atuais pode ajudar a melhor compreender os calcretes em paleossolos. Esta situação é válida principalmente quando consideradas as condições atuais de temperatura, pluviosidade, substrato, topografia, variação do nível freático e origem dos íons bicarbonato (HCO_3^-) e cálcio (Ca^{2+}).

3.1.1 Mecanismos de acumulação do carbonato de cálcio

Goudie (1983) propôs dois modelos para a entrada dos íons de bicarbonato (HCO_3^-) e de cálcio (Ca^{2+}) em perfil edáfico e sua posterior precipitação na forma de carbonato de cálcio. Os modelos foram assim definidos:

a) por ascensão ou (*per ascensum*), quando os íons de bicarbonato e de cálcio são movidos por águas subterrâneas e precipitam junto à franja capilar pela perda de água por evapotranspiração. Neste modelo, o carbonato de cálcio é trazido em solução por águas alcalinas subterrâneas e precipita quando as condições físico-químicas não permitem a sua continuidade em solução.

b) por descenso (*per descensum*), quando os íons de bicarbonato e de cálcio atingem o horizonte de acumulação (Bk) a partir da lixiviação dos sais acumulados no topo do perfil edáfico. A precipitação do carbonato deve-se a mudanças de pH ou da ρCO_2 na rizosfera (VERRECCHIA, 1990). Neste modelo, as principais fontes de carbonato de cálcio são as cinzas vulcânicas, o pó eólico, e os fluxos aquosos efêmeros e superficiais de clima semiárido. Conforme Alonso-Zarza & Wright (2010), este modelo pode ser melhor compreendido associando-o aos processos de eluviação e de iluviação pedogenéticos.

Em ambos os casos, a geração de camadas de calcretes em perfis de solos e depósitos arenosos inconsolidados pode ser entendida a partir da concentração localizada de carbonatos devido à alta mobilidade dos íons de bicarbonato (HCO_3^-) e de cálcio (Ca^{2+}).

A presença de horizontes carbonáticos depende da ocorrência de íons de cálcio e de bicarbonato, conforme a reação:



O aumento da ρCO_2 na zona vadosa do solo ou a diminuição do pH conduz a reação para a direita. Assim, o carbonato é dissolvido e libera íons de cálcio e de bicarbonato que são transportados em solução através da água. Estes íons podem migrar verticalmente para horizontes inferiores do solo ou, pelo escoamento superficial da água, concentrar-se em baixios do terreno ou em lagoas temporárias. A precipitação do carbonato de cálcio (condução da reação para a esquerda) é favorecida pela redução da presença de CO_2 na zona vadosa do solo, elevação do pH ou, aumento da

concentração de íons de bicarbonato e de cálcio. Esta última situação é motivada principalmente pela retirada da água do solo através da evapotranspiração (BIRKELAND, 1999).

A pressão parcial de CO_2 é menor no ar que no solo e isto se deve pela presença de raízes, microorganismos e matéria orgânica em decomposição. Além disso, maiores concentrações de CO_2 estão associadas aos horizontes superiores do solo e diminuem com a profundidade. Neste sentido, com o desenvolvimento de plantas e a atividade biológica de microorganismos, a concentração de gás carbônico aumenta na camada superior do solo o que leva à produção de $\text{HCO}_3^{(-)}$, isto quando em associação com a umidade, conforme a reação: $\text{CO}_2 + \text{H}_2\text{O} \rightarrow \text{HCO}_3^{(-)} + \text{H}^+$. A água transporta em solução os íons de $\text{Ca}^{(2+)}$ e de $\text{HCO}_3^{(-)}$ para o interior do solo onde há menor ação de microorganismos e raízes de plantas e, por consequência, menor pressão parcial de CO_2 . O contínuo aumento da concentração de $\text{Ca}^{(2+)}$ e de $\text{HCO}_3^{(-)}$, associado com redução do gás carbônico, promove a precipitação do carbonato de cálcio, principalmente por perda de água através da evapotranspiração.

A temperatura é outro fator importante. Seu aumento reduz a solubilidade do gás carbônico e do carbonato presentes nas águas subterrâneas, favorecendo a precipitação do carbonato de cálcio. A ação da temperatura exerce maior importância na região próxima à superfície do terreno por ser mais susceptível à oscilação térmica pela radiação solar.

Wright (2007) considerou que os calcretes de águas subterrâneas apresentam complexas relações com aqueles de origem pedogênica e com os carbonatos paludiais. Segundo este autor, os calcretes de águas subterrâneas se desenvolvem na franja capilar de aquífero freático raso em ambientes semiáridos a áridos de contextos fluviais ou de leques aluviais. A proximidade do aquífero freático e a coexistência de processos pedogenéticos com paludiais tornam estas relações complexas (Fig. 3).

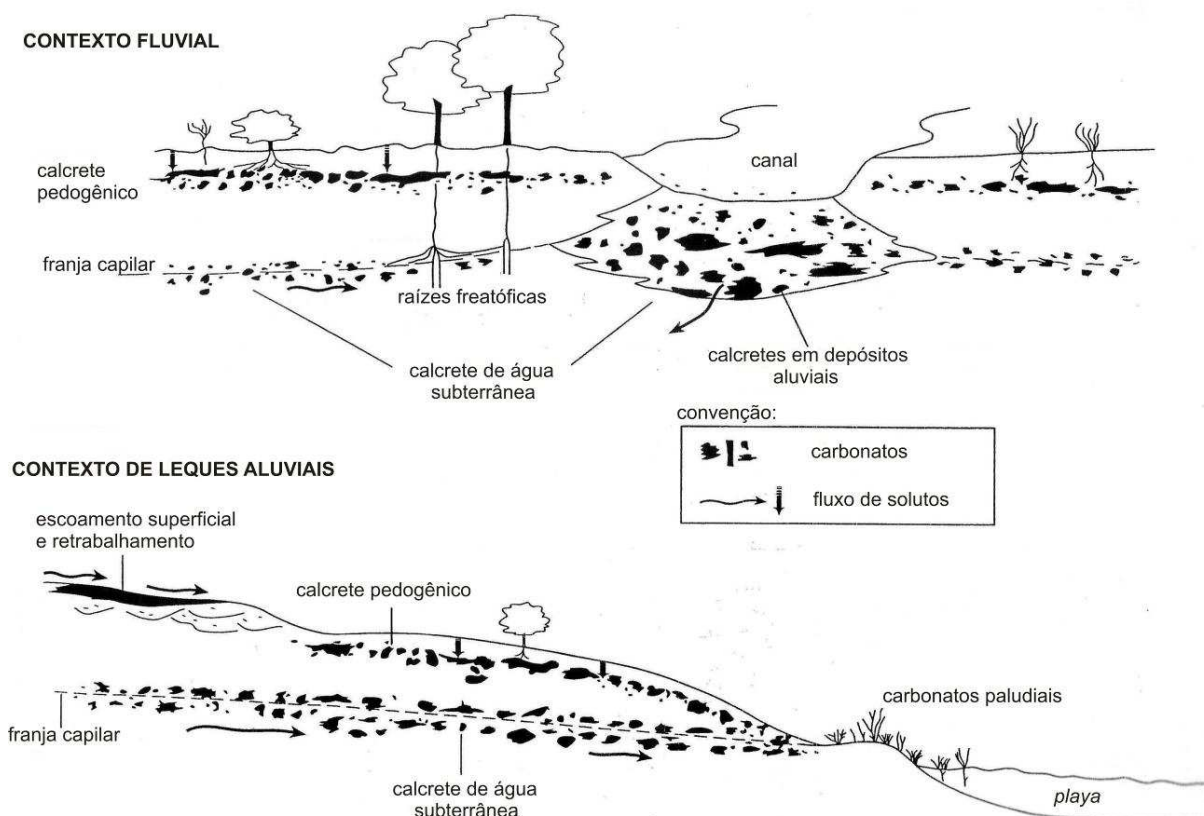


Figura 3: Calcretes pedogênicos, de águas subterrâneas e carbonatos paludiais de clima semiárido. Verifica-se a complexidade de relações com sobreposição de processos. Como exemplo, o contexto de leques aluviais na região de transição, próxima ao lago ou *playa*, verifica-se a coexistência de formas pedogenética, de água subterrânea e carbonatos paludiais. Traduzido de Wright (2007).

O modelo de acumulação de carbonato de Wright (2007) mantém certa correspondência com os dois modelos de Goudie (1983). Neste sentido, os calcretes pedogênicos, na acepção de Wright (2007), são originados pelo fluxo de solutos por descenso. No entanto, inova a concepção de calcretes de água subterrânea ao lançar a idéia de fluxo lateral de solutos na zona capilar, diferenciando-se do modelo por ascensão. Com relação aos carbonatos paludiais (ALONSO-ZARZA, 2003), originam-se em lagoas salinas rasas e efêmeras ou em planícies alagadiças. A intensa evaporação, associada ao aumento de temperatura e perda de gás carbônico, favorecem a precipitação inorgânica ou química do carbonato de cálcio (WRIGHT & TUCKER, 1991). No entanto, a exposição subaérea das lagoas nas estações mais secas induz à formação de perfis edáficos. Neste contexto, o microambiente gerado no entorno das raízes de plantas ou por colônias de microorganismos, a exemplo de bactérias e fungos, favorece a precipitação orgânica ou bioinduzida de carbonatos (ALONSO-ZARZA & WRIGHT, 2010).

Os calcretes podem ser classificados sob diferentes critérios: forma de ocorrência, estágios de desenvolvimento, razão Mg/Ca, texturas e microtexturas.

Porém, a distinção fundamental consiste em determinar sua origem entre aqueles formados em perfis de solos na zona vadosa, daqueles formados no entorno da franja de capilaridade devido ao movimento lateral do freático.

3.1.2 Classificação de calcretes

A classificação de calcretes vem evoluindo nas últimas décadas, uma vez que vários critérios podem ser adotados. A partir da composição química dos calcretes, Netterberg (1980) baseou-se na proporção entre magnésio e cálcio para definir quatro tipos: calcretes, calcretes magnesianos, calcrete dolomítico e dolocrete. Gile *et al.* (1966) propuseram quatro estágios de desenvolvimento de *solos cálcicos* (estágios 1, 2, 3 e 4). Na acepção de Machette (1985) *solos cálcicos* são aqueles que possuem acumulações secundárias de carbonato de cálcio com diferentes estágios de desenvolvimento. Neste sentido, Machette (1985) definiu seis estágios com base na evolução do grau de cimentação dos solos cálcicos e na proposta inicial de Gile *et al.* (1966). Conforme classificação de Machette (1985), os três primeiros estágios correspondem aos de Gile *et al.* (1966). São eles: estágio 1; tênue cobertura micrítica sobre *peds*. Estágio 2; pequenos nódulos com diâmetros entre 5 e 40 mm. Estágio 3; surgimento de nódulos coalescentes. Estágio 4; formação de lâminas carbonáticas com espessura inferior a 10 mm. Estágio 5; desenvolvimento de espessas vênulas carbonáticas e de pisólitos. Estágio 6; é o mais avançado e corresponde a múltiplas fases de brechação, formação de pisólitos e recristalização.

Do ponto de vista genético, os calcretes são diferenciados em dois grupos: os relacionados a processos edáficos ou pedogênicos e os de águas subterrâneas, geralmente com aspecto tabular.

3.1.2.1 Calcrete pedogênico

Calcretes que se formam em perfis de solos rasos e acima do nível freático são definidos como pedogênicos e frequentemente apresentam grau variado de desenvolvimento (ALONSO-ZARZA, 2003).

Klappa (1983) utilizou o termo pedodiagênese para a formação deste tipo de calcrete. Justificou esta proposta afirmando que a pedogênese não inclui a litificação de parte do solo e que a diagênese exclui processos geradores de solos, principalmente no que tange à biosfera.

Tanto em solos quanto em paleossolos, os calcretes mostram sucessão vertical com horizontes diferenciados. Estas mudanças decorrem do grau variável da cimentação carbonática e de distintas características texturais e estruturais, definidas principalmente pela granulação siliciclástica, relação matriz/cimento e preservação ou não de estruturas sedimentares e biogênicas. Geralmente, a passagem dos diferentes tipos de calcretes é gradual e sem uma sequência definida.

Inicialmente, Esteban & Klappa (1983) estabeleceram um perfil ideal de calcrete pedogênico onde identificaram cinco horizontes com predomínio de transição abrupta (Fig. 4 A). Os calcretes, acima do horizonte transicional, foram definidos da base para o topo seguindo uma tendência de aumento do grau de cimentação carbonática. Por definição, o substrato e o horizonte transicional não são calcretes.

Substrato: Conforme aceção de Esteban & Klappa (1983), corresponde apenas à base do perfil e é qualquer rocha hospedeira ainda não intemperizada e carbonatada. No entanto, o processo de calcretização é facilitado pela permeabilidade e porosidade da rocha hospedeira ou substrato (ALONSO-ZARZA & WRIGHT, 2010).

Horizonte transicional: corresponde à passagem difusa ou mal definida entre o substrato e o calcrete propriamente dito. As principais características são: intemperismo, processo parcial de substituição mineral e preservação das estruturas primárias do substrato.

Horizonte pulverulento ou friável: cimentação carbonática intergranular parcial e incipiente por micrita e/ou calcita microespática, conferindo fácil desagregação mecânica. Há predomínio de textura homogênea, no entanto, podem ocorrer nódulos esparsos por ação de raízes. Geralmente se forma entre o horizonte nodular e o transicional, porém, pode ocupar qualquer posição dentro do perfil.

Horizonte nodular pulverulento: desenvolvimento de nódulos carbonáticos dispersos em matriz friável. É o intervalo de transição para o calcrete nodular.

Horizonte nodular: é formado por nódulos e/ou concreções de carbonato de cálcio de dimensões e formas variadas em matriz menos carbonática. Os nódulos podem aparecer isolados, ou em coalescência quando muito próximos. Horizontes nodulares tendem a ter limites inferior e superior difusos. Em microscopia, os nódulos são compostos por densa cimentação microespática e grãos silicáticos com bordas corroídas imersos em cimento/matriz carbonático.

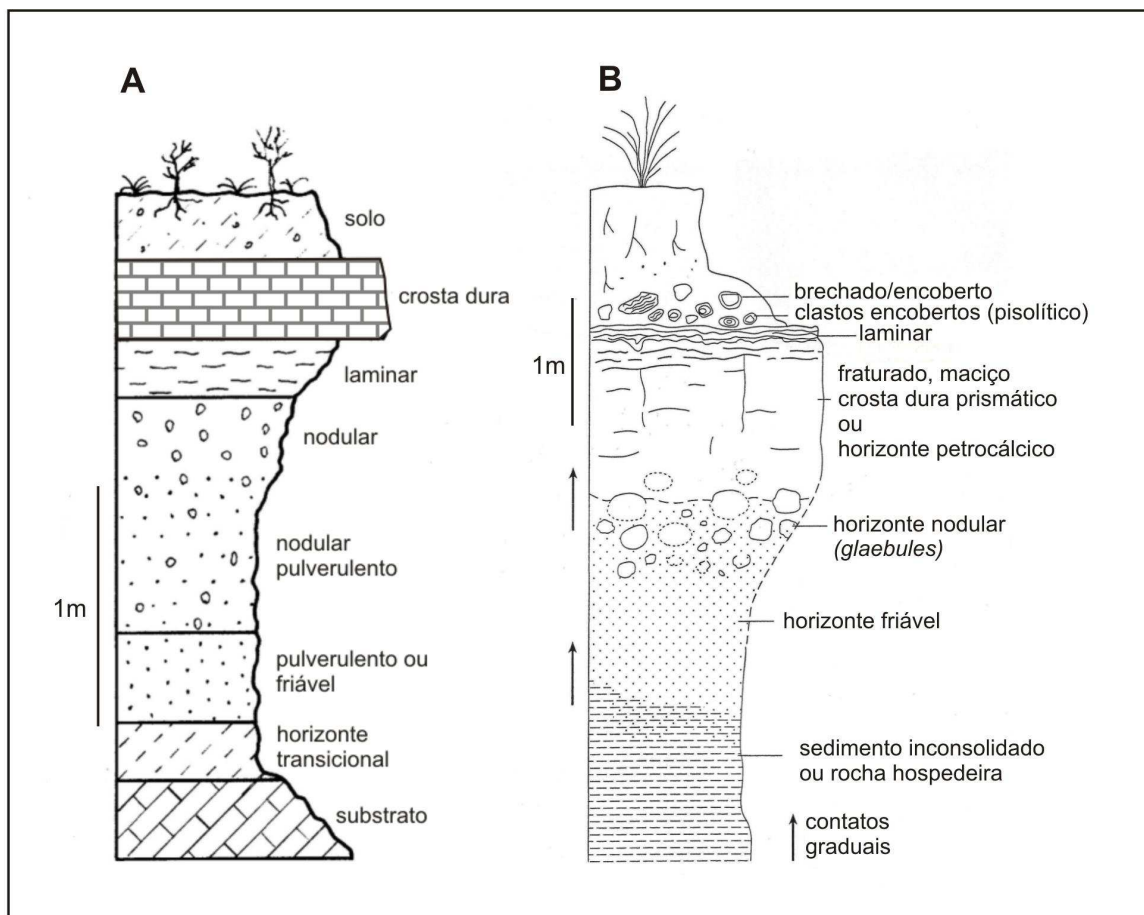


Figura 4: Perfis ideais de calcretes pedogênicos. (A) Perfil com predomínio de horizontes com passagens bruscas. Redesenhado e traduzido de Esteban & Klappa (1983). (B) Perfil com horizontes de passagens graduais. Traduzido de Wright (2007).

Horizonte laminar: Geralmente ocorre acima do horizonte nodular e tem padrão acamadado e micro-ondulado, porosidade plano-paralela fissural, abundante textura alveolar, ocorrência de rizólitos e calcita acicular (*needle fibre*). Em microscopia, observam-se vênulas de micrita, estruturas septo-alveolar e grãos encobertos por micrita.

Horizonte crosta dura ou maciço: é o horizonte mais cimentado ou endurecido. Os processos que geraram a intensa cimentação carbonática dissolveram, em maior ou menor grau, parte do arcabouço siliciclástico arenoso. Trata-se de um horizonte praticamente desprovido de porosidade e permeabilidade intergranular. Quando homogêneo, é denominado de horizonte maciço. Tem como característica peculiar o desenvolvimento de pseudobrecha com fraturas preenchidas por calcita *displacive* ou de deslocamento e intenso processo de substituição mineral. Watts (1978, 1980) considerou que a precipitação de calcita *displacive* resulta de soluções supersaturadas em carbonato de cálcio associada a ambientes continentais com intensa evaporação.

Wright (2007) propôs um perfil idealizado de calcrete (Fig. 4 B) com base em Netterberg (1967, 1980), Goudie (1983), Esteban & Klappa (1983), Wright (1994) e

Alonso-Zarza (2003), onde salienta a passagem gradual entre os horizontes de calcretes. Além disso, posiciona o calcrete laminar acima do tipo crosta dura que também é entendido como horizonte petrocálcico, fraturado ou maciço.

A formação de espessos perfis de calcretes pedogênicos é o resultado de diferentes estágios de desenvolvimento e que, em muitos casos, podem repetir ou se sobrepor no tempo. Em certas situações, num único estágio podem incidir eventos de erosão, sedimentação e pedogênese (ALONSO-ZARZA, 2003).

Esteban & Klappa (1983) definiram cinco estágios para o desenvolvimento de um perfil maduro de calcrete:

Estágio 1: transformação intempérica do material hospedeiro por processos físicos, químicos e biológicos;

Estágio 2: desenvolvimento inicial de solo pela ação de micro-organismos e infiltração de água meteórica;

Estágio 3: fase de acumulação do carbonato de cálcio e formação dos horizontes friável e/ou nodular. Nesta fase a precipitação do carbonato ocorre de forma descontínua e tem estreita relação com raízes e micro-organismos. Conforme Alonso-Zarza (2003) a movimentação verticalizada ou ascendente da água junto às raízes favorece a formação de nódulos com orientação vertical. No início, os nódulos geralmente estão dispersos e com o tempo podem coalescer e formar o horizonte nodular. Enquanto a cimentação carbonática é incipiente, plantas podem estender suas raízes até atingir o nível freático e contribuir para maior desenvolvimento do horizonte transicional subjacente;

Estágio 4: corresponde à fase de formação do horizonte laminar. Enquanto no horizonte inferior os nódulos se coalescem e a cimentação carbonática vai fechando os poros e diminuindo a permeabilidade, a água se torna mais escassa e tende a se concentrar na camada acima do horizonte nodular. Por sua vez, as raízes mudam seu padrão de crescimento de verticalizado para horizontalizado a subhorizontalizado, concentrando-se no horizonte ainda não cimentado. O grau de desenvolvimento deste horizonte vai depender do tempo, do padrão dos sistemas radiculares das plantas e da continuidade do processo pedogenético acima do horizonte nodular e,

Estágio 5: Alonso-Zarza (2003) subdividiu em três fases o quinto estágio, que corresponde ao horizonte crosta dura de Esteban & Klappa (1983), tendo como base processos de erosão e sedimentação: (i) Caso a erosão e/ou sedimentação no topo do perfil sejam muito baixas, a acumulação pedogenética de carbonato de cálcio se intensifica a ponto de limitar e até impedir a presença de organismos no solo. Esta

situação tende a cessar a formação de calcrete tipo pedogênico. A posterior atuação dos processos diagenéticos de dissolução, substituição e recimentação definem o horizonte crosta dura. (ii) Quando a deposição é maior que a erosão e se forma um horizonte de solo. Neste caso, as plantas desenvolvem sistemas radiculares horizontalizados como resposta ao desenvolvimento de uma camada subjacente com forte cimentação carbonática. Por conseguinte, origina-se novo horizonte laminar. (iii) Quando a erosão excede a deposição, a parte superior do perfil de calcrete é removida e expõe o horizonte laminar. Neste caso, processos de dissolução por águas meteóricas podem desenvolver microformas cársticas no interior deste horizonte.

3.1.2.2 Calcrete de água subterrânea

Calcretes de águas subterrâneas têm origem não pedogênica e se desenvolvem em condições de nível freático raso (NETTERBERG, 1969; MANN & HORWITZ, 1979). Segundo Klappa (1983), calcrete não-pedogênico é sinônimo de calcrete de águas subterrâneas e corresponde a acumulações de carbonato de cálcio por mecanismos físico-químicos ou inorgânicos. Na prática, calcretes originados em perfis de paleossolos ou de origem pedogênica estão sujeitos à recimentação carbonática por variação do nível freático. Esta situação dificulta a determinação de sua origem primária porque parte das feições pedogênicas iniciais são obliteradas pela recimentação. No entanto, abstraindo a sobreposição de processos, o que determina a formação de calcretes não-pedogênicos ou de águas subterrâneas é o seu desenvolvimento logo acima do nível freático ou na franja capilar.

Mann & Horwitz (1979), baseado num estudo na região oeste da Austrália, definiram os principais mecanismos de precipitação química do carbonato de cálcio: as altas taxas de evaporação e evapotranspiração. No entanto, quando o nível freático está a mais de 5 m de profundidade, a franja capilar é pouco susceptível aos fenômenos físicos da evaporação e evapotranspiração. Assim sendo, as melhores condições para o desenvolvimento do calcrete são: clima semiárido a árido e profundidade do nível freático entre 2 e 5 m. Logo, como o calcrete de água subterrânea se forma em baixas profundidades, é compreensível considerar a influência ou possível sobreposição de processos pedogenéticos aos freáticos. Isto, caso as condições de erosão, sedimentação, clima e tempo sejam favoráveis à pedogênese.

Wright (2007) apresentou um modelo comparativo de desenvolvimento de calcretes de água subterrânea, onde predomina o aspecto maciço e tabular, e o pedogenético, onde há formação de horizontes (Fig. 5). Considera a formação de calcrete pedogênico em ambiente vadoso e aquele de água subterrânea mais abaixo, no entorno da zona capilar. No entanto, neste modelo não há definição de uma profundidade limite para o desenvolvimento do calcrete de água subterrânea.

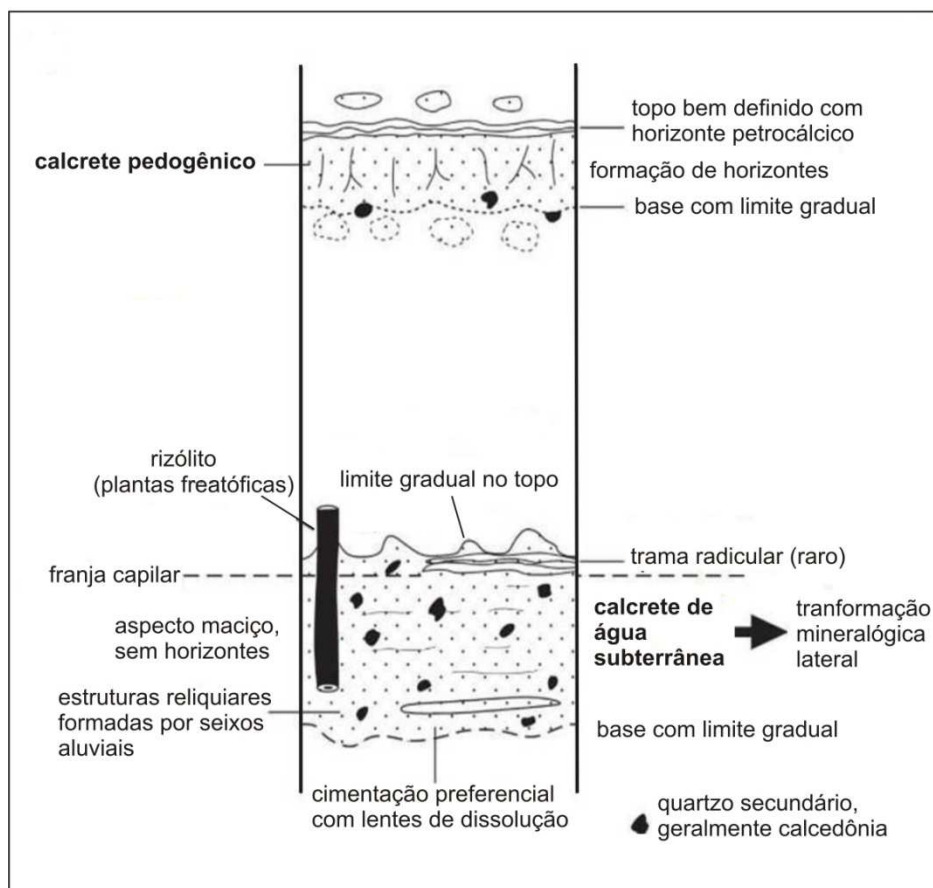


Figura 5: Modelo comparativo de desenvolvimento de calcrete pedogênico e de água subterrânea com suas principais características morfológicas e genéticas. Traduzido de Wright (2007).

Conforme Mack *et al.* (2000), algumas características são comuns aos calcretes de origem freática. Salientam-se predomínio de camadas maciças com aspecto tabular e espessuras geralmente superiores a 1,5 m. Segundo estes autores, estas camadas estão associadas ao fluxo lateral de águas subterrâneas, têm limites bem definidos na base e topo e, quando associadas a perfis edáficos, mantêm feições pedogênicas iniciais e maiores, como rizólitos e *peds*. No entanto, segundo Pimentel & Alonso-Zarza (1999), concentrações carbonáticas com mais de 10m de espessura estão frequentemente associadas a carbonatos paludiais e podem ser erroneamente interpretadas como calcretes de águas subterrâneas.

Nos calcretes de águas subterrâneas e naqueles pedogenéticos é comum a presença de nódulos carbonáticos, porém, a distinção do processo determinante de sua gênese é problema ainda não inteiramente solucionado. Acredita-se que as bordas ou margens dos nódulos podem auxiliar na identificação. Segundo Khadkikar *et al.* (1998), nódulos com margens difusas estão associados a águas subterrâneas. No entanto, conforme Alonso-Zarza & Wright (2010), não é tarefa simples distinguir nódulos de origem pedogenética daqueles de origem química ou por águas subterrâneas.

3.1.3 Microtexturas dos calcretes

Os calcretes sob análise microscópica exibem um conjunto de microtexturas característico de carbonatos de origem continental. Diferentes associações de microtexturas estão relacionadas aos mecanismos de precipitação do carbonato, os quais são controlados essencialmente por processos inorgânicos e/ou orgânicos. Geralmente, calcretes pedogenéticos têm precipitação carbonática bioinduzida ou orgânica e associam-se a solos e paleossolos, e calcretes de águas subterrâneas estão associados a processos inorgânicos ou químicos. No entanto, frequentemente ocorre sobreposição desses processos, dificultando a determinação de sua origem primária. A classificação microtextural dos calcretes, utilizada no presente estudo, segue a proposta de Wright (2007) com dois tipos de associações: *alfa* e *beta*.

3.1.3.1 Associação microtextural alfa

A associação *alfa* se caracteriza por feições microtexturais associadas à precipitação química ou inorgânica do carbonato. Segundo Braithwait (1989), a ausência de feições não-biogênicas se deve às soluções supersaturadas no solo ou rocha. Estas soluções precipitam carbonato de cálcio com proporção variável de magnésio nos espaços intergranulares, além da recristalização e substituição dos componentes silicáticos do material hospedeiro. No entanto, deve-se considerar que, além da ocorrência de soluções supersaturadas, o principal mecanismo de precipitação deste tipo de calcrete é a intensa evapotranspiração no topo do freático ou no entorno da franja capilar.

Os principais mecanismos físico-químicos de formação deste tipo de calcrete são: concentração iônica das soluções controlada sobretudo pela evapotranspiração;

aumento da temperatura e, perda de CO₂. Geralmente a associação microtextural *alfa* exibe cimentação carbonática de granulação muito variável (de micrita à calcita espática). Os grãos silicáticos do arcabouço estão frequentemente imersos em matriz/cimento carbonático com processos de corrosão e/ou substituição parcial do arcabouço siliciclástico por calcita espática (Fig. 6). Observa-se, ainda, grande diversidade de fraturas com formas circungranulares a retilíneas, geralmente preenchidas por calcita espática. Outra feição muito característica é o fraturamento de componentes detríticos silicáticos pelo desenvolvimento de calcita de deslocamento (*calcita displacive*).

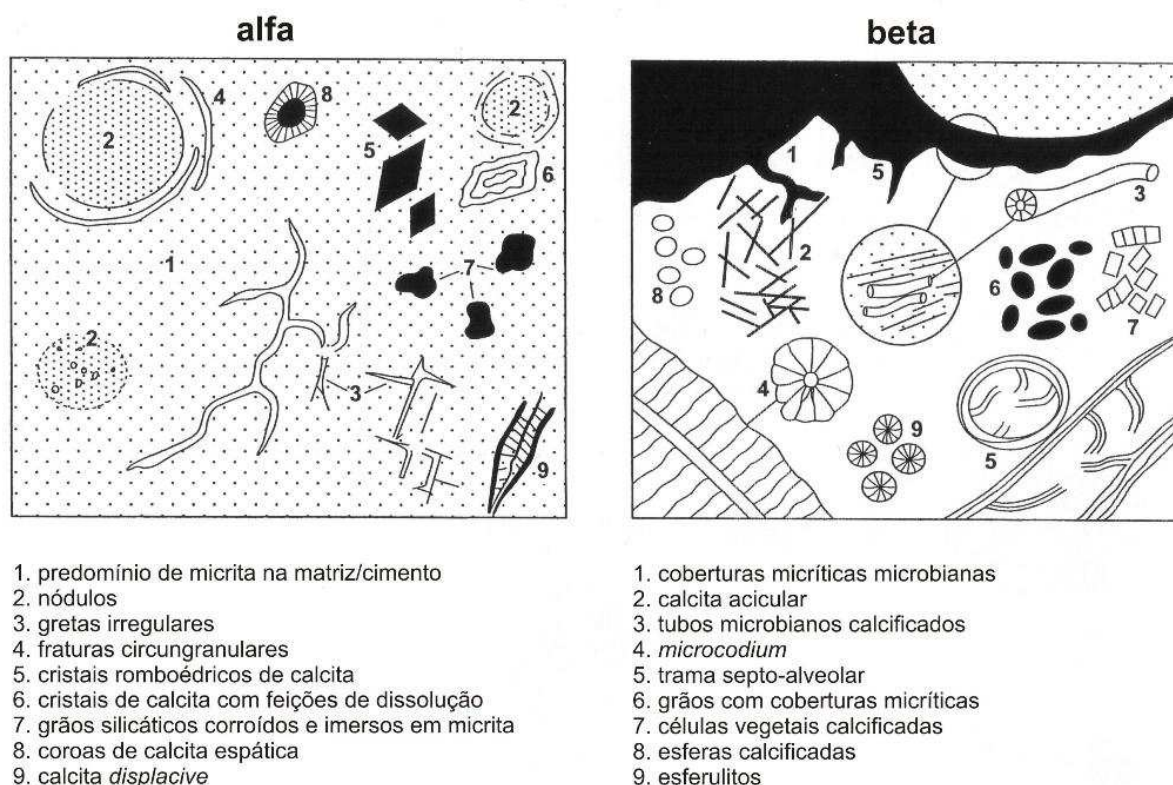


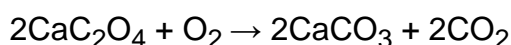
Figura 6: Associação microtextural alfa e beta. Traduzido de Wright (2007).

3.1.3.2 Associação microtextural beta

Calcretes com associação *beta* apresentam traços evidentes da atividade de organismos, geralmente microscópicos. Neste caso, o mecanismo de precipitação do carbonato de cálcio é predominante biogênico ou bioinduzido. Isto é, a atividade desses microorganismos, geralmente em solos, gera um microambiente favorável à precipitação de carbonatos. Segundo Birkeland (1999), o excesso de Ca⁽²⁺⁾ secretado pelos microorganismos fica concentrado em sua superfície externa. A partir da respiração desses microorganismos, gera-se um aumento localizado na concentração

de CO₂ que, combinado com a água da zona vadosa, forma HCO₃⁽⁻⁾. Este último liga-se com o Ca⁽²⁺⁾ formando CaCO₃ e liberando H⁺. Isto principalmente quando diminui a pressão local de CO₂ ou quando se alteram as condições físicas (aumento de temperatura no meio) e químicas (aumento da concentração iônica controlada pela evapotranspiração).

Verrecchia (1990) considerou possível a bioindução de carbonatos em ambientes superficiais, salientando a importância dos fungos e bactérias nos meios desérticos a semiáridos. A atividade metabólica de colônias de fungos (*mycellium*) estruturadas em pequenos filamentos induz à precipitação de *whewelitte*, um oxalato de cálcio hidratado de composição química representada pela expressão CaC₂O₄.H₂O ou, na forma anidra, CaC₂O₄. A morte dos fungos e a proliferação de bactérias favorecem a transformação do oxalato de cálcio em calcita por bio-oxidação, conforme a expressão:



As associações tipo *beta* (WRIGHT, 2007) mais características nos calcretes pedogenéticos são: trama septo-alveolar; pisoides; coberturas micríticas microbianas originadas pela atividade de fungos e cianobactérias na superfície de grãos silicáticos e intraclastos; desenvolvimento de calcita acicular (*needle-fibre*) e, *Microcodium*, principalmente nos calcretes do Cretáceo Superior (Fig. 6). Klappa (1978) interpretou a origem do *microcodium* como resultado da calcificação da micorriza por associação simbiótica entre fungos e células do córtex das raízes. No entanto, Alonso-Zarza *et al.* (1998) consideraram que a precipitação do carbonato de cálcio ocorre principalmente nas paredes das células do córtex e sem relação com a micorriza.

Adolphe *et al.* (1989) consideraram os microorganismos (algas, *mycelliums* e bactérias) como “construtores potenciais” de carbonatos. Conforme estes autores, o processo de biomineralização se processa da seguinte forma: (i) quando as condições se tornam favoráveis, como umidade e temperatura, há intensa proliferação bacteriana; (ii) a partir destes microorganismos, inicia-se a assimilação do íon de cálcio pelas células, caracterizando-se, neste sentido, em transporte ativo e bioquímico e (iii) as bactérias concentram o cálcio e progressivamente edificam estruturas ou cristais de carbonato de cálcio. Segundo Adolphe *et al.* (1989), películas carbonáticas sobre clastos silicosos são exemplos simples e comuns em calcretes. Neste sentido, estas

películas ou coberturas são basicamente microfloras incrustadas por carbonato de cálcio bioinduzido.

3.2 Paleossolos

Paleossolos são antigos solos desenvolvidos em paisagens pretéritas e sua origem relaciona-se a modificações físicas, químicas e biológicas impostas às rochas ou sedimentos na superfície da Terra (KRAUS, 1999). Antigos solos têm sido descritos em uma variedade de ambientes, incluindo eólicos, paludiais e deltaicos. No entanto, é mais comum seu registro junto aos depósitos fluviais. Nestas áreas, a proximidade do nível freático e a deposição aluvial inconstante favorecem a pedogênese.

Conforme Kraus (1999), o estudo de paleossolo é importante para auxiliar o entendimento da evolução sedimentar de bacias continentais. A sedimentação associada a fatores que interferem na sua continuidade, ou não-deposição, influenciam sobremaneira na pedogênese. Assim, antigos perfis de solos, principalmente quando de extensão regional, indicam que a bacia passou por períodos de não-deposição e pouca erosão. Além disso, o reconhecimento de antigos registros de solos pode ser aplicado na compreensão da evolução de paisagens em estudos paleoclimáticos. Podem ser usados para estimativas de precipitação, temperaturas e composição de antigas atmosferas. Em escala regional, paleossolos podem gerar discordâncias e contribuir para o conhecimento estratigráfico da bacia. Finalmente, são importantes para compreender a evolução e distribuição de plantas e animais terrestres (KRAUS, 1999). Como perspectiva para anos futuros, o estudo de paleossolos mostra potencial na definição de intervalos guia na exploração de hidrocarbonetos e gás, conforme comentam Retallack (2001) e Pierini (2006), entre outros.

Inicialmente, segundo Andreis (1981), os paleossolos podem estar associados a três tipos básicos:

solos reliquiares – são aqueles que, desde sua formação no passado, estiveram sempre expostos. Neste caso, há sobreposição pedogenética das condições atuais sobre as pretéritas;

solos soterrados – são aqueles formados em condições climáticas pretéritas e que posteriormente foram soterrados por depósitos sedimentares. O soterramento favorece a preservação das características pedogenéticas pretéritas, porém, modificações diagenéticas devem ser avaliadas e,

solos exumados – são paleossolos soterrados que posteriormente foram expostos a novos processos pedogenéticos quando do soerguimento e/ou erosão parcial das rochas ou depósitos sedimentares sobrepostos.

Solos e paleossolos apresentam horizontes com características texturais e microtexturais próprias que os distinguem das rochas adjacentes. As feições pedogenéticas mais comuns são bioturbações (marcas de raízes e tocas com formas tubulares produzidas principalmente por seres invertebrados), pedoturbções (gretas, *peds* com formas de cunhas, *slickensides* e diques clásticos), concreções, nódulos, poros ou gretas de contração preenchidos por cimento e/ou areia, plasma e cristais neoformados.

Os elementos texturais e/ou microtexturais dos solos são: *peds*; *cutans*; *glæbules*; *cristais*; *pedotubos* e *microtrama*.

Peds são torrões de solo individualizados por fraturas, raízes, caminhos ou tocas de animais. Os *peds* podem apresentar feições variadas em campo e são classificados pelo tamanho, tipos de fraturas (angular ou subangular) e forma (Fig. 7). Geralmente são desagregáveis com as mãos, no entanto, paleossolos com processos secundários de cimentação podem gerar *peds* similares a rochas.

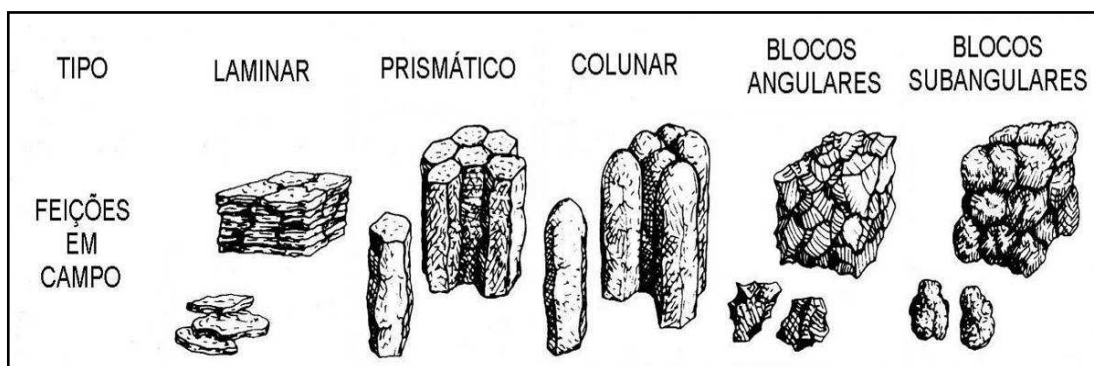


Figura 7: Tipos de *peds*. Traduzido de Retallack (2001). Sem escala.

Cutans corresponde à película de composição diversa (argila, sílica, óxi/hidróxidos de ferro e manganês, matéria orgânica, entre outras) que envolve clastos, cristais e *peds*. A origem dos distintos *cutans* pode ser complexa segundo afirma Retallack (2001). Geralmente, associam-se a três condições: *cutans de iluviação*, em que o material é transportado do topo para a base por lixiviação do solo; *cutans de difusão*, que se formam por progressiva alteração de dentro para fora do material, e *cutans de stress*, que são *peds* com superfícies estriadas (*slickensides*)

(Fig. 8). Geralmente são superfícies de fraturas mal definidas e associam-se a solos argilosos.

Glaebules são basicamente nódulos desenvolvidos em perfis de solo ou paleossolo. Os nódulos carbonáticos formados em solos desérticos constituem um bom exemplo. *Glaebules* podem ter composição carbonática, argilosa, silicosa, ferruginosa, manganesífera, entre outras (RETALLACK, 2001). Geralmente possuem formas irregulares, elipsoidais, tubulares ou esféricas, com ou sem estrutura interna. Nódulos não estruturados internamente indicam provável crescimento ou recristalização mineral contínua. As concreções são definidas pela existência de estruturas concêntricas do núcleo para as bordas. Formam-se por crescimento descontínuo devido a modificações físico-químicas no microambiente de geração. A título de exemplo, a sazonalidade climática é um condicionante potencial nos parâmetros físico-químicos do meio. Exerce influência, sobretudo, na temperatura e na concentração iônica das soluções que percolam a zona vadosa (RETALLACK, 2001).

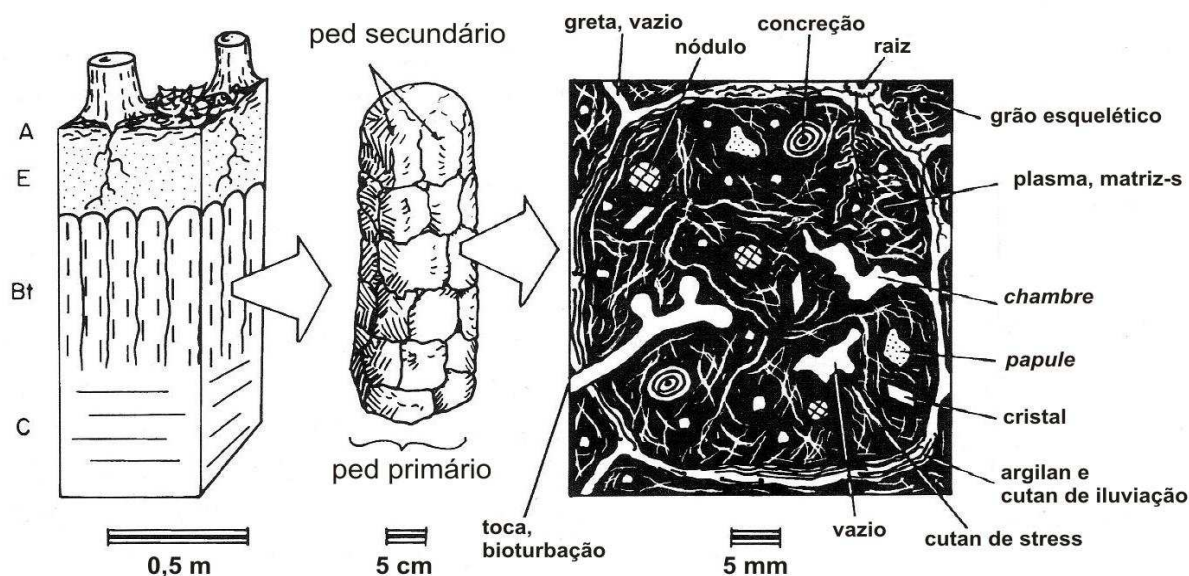


Figura 8: Elementos texturais e microtexturais de solos. Escalas macro, meso e microscópica. Traduzido de Retallack (2001).

Cristais são minerais que se desenvolvem por substituição de outros minerais ou ocupando vazios, como fraturas e poros intergranulares de solos e paleossolos. Os cristais mais comuns são calcita, goethita, gipsita, calcedônia, entre outros. Apresentam maior desenvolvimento em fraturas ou cavidades geradas por raízes e animais. Cristais formam agregados com formas venulares, tubulares, nodulares e esféricas. Podem ocorrer isolados ou disseminados na matriz ou plasma (RETALLACK, 2001). Os distintos minerais que compõem os cristais dependem principalmente da

composição química do solo/paleossolo e do clima predominante. Neste sentido, a calcita e a gipsita, por serem muito solúveis, associam-se a solos alcalinos de regiões áridas a semiáridas. Uma feição diagnóstica dos cristais é o crescimento associado com fraturas seguido por deslocamento lateral (*displacive fabric*) de clastos, *glauabules* e *peds*. Segundo Retallack (2001), os cristais também se desenvolvem após o soterramento dos paleossolos. Localizam-se, sobretudo, em juntas e cavidades geradas por dissolução secundária.

Pedotubos são marcas de raízes e tocas de alguns invertebrados (minhocas, centopéias, besouros, cupins, formigas e abelhas). As tocas são as feições tubulares mais comuns em solos e paleossolos. Porém, não é característica exclusiva de solos. Bioturbações ou tocas podem ocorrer em sedimentos de fundo oceânico e em rochas friáveis sem o desenvolvimento de paleossolos. Conforme Retallack (1984), a ocorrência de pistas ou tocas em paleossolos pode ser um valioso indicador paleoambiental quando é possível identificar os organismos que as produziram. Ora, conhecendo a tolerância desses seres à água ou à ausência desta, é possível inferir sobre o clima, fauna, flora e altura do nível freático.

Plaziat (1971) ponderou que a correta identificação de raízes e tocas é fundamental para melhor entendimento paleogeográfico de bacias sedimentares. Primeiramente, considerou que as bioturbações de diâmetro invariável ou constante em toda extensão do *pedotubo* sejam indicativas de uma pequena toca ou galeria subterrânea. Para o caso das raízes, a irregularidade no diâmetro é a regra. As raízes tendem a se subdividir em um sistema de ordem secundária com menor diâmetro e ângulos mais ou menos agudos e inclinados no mesmo sentido, geralmente para as porções mais distais e profundas dos solos. Nas tocas, as bifurcações são menos frequentes e, como estão frequentemente associadas ao mesmo organismo, não possuem variação de diâmetro. No entanto, em algumas situações podem ocorrer confusões, principalmente quando há pequenos desmoronamentos e alargamentos de galerias por diferenças de resistência ou heterogeneidades no interior do solo ou depósito sedimentar. Ademais, *pedotubos* com forma de 'U' também são típicos de bioturbações associadas a tocas.

Klappa (1980) propõe nova nomenclatura para estruturas organosedimentares em forma de raízes. Define como rizólitos cinco tipos de estruturas, são elas: molde de raiz, marca de raiz, túbulo de raiz, rizocrecção e raiz litificada (Fig. 9).

Microtrama é a relação ou proporção entre grãos esqueléticos, poros e plasma em solos e/ou paleossolos. A microtrama é formada por três componentes, também

denominada *matriz-s*. São eles: *grãos esqueléticos* (equivalente ao arcabouço das rochas sedimentares clásticas); *poros* (preenchidos ou não por cimento); e *plasma*, constituído por minerais microcristalinos, argilas e óxidos/hidróxidos, principalmente de ferro.

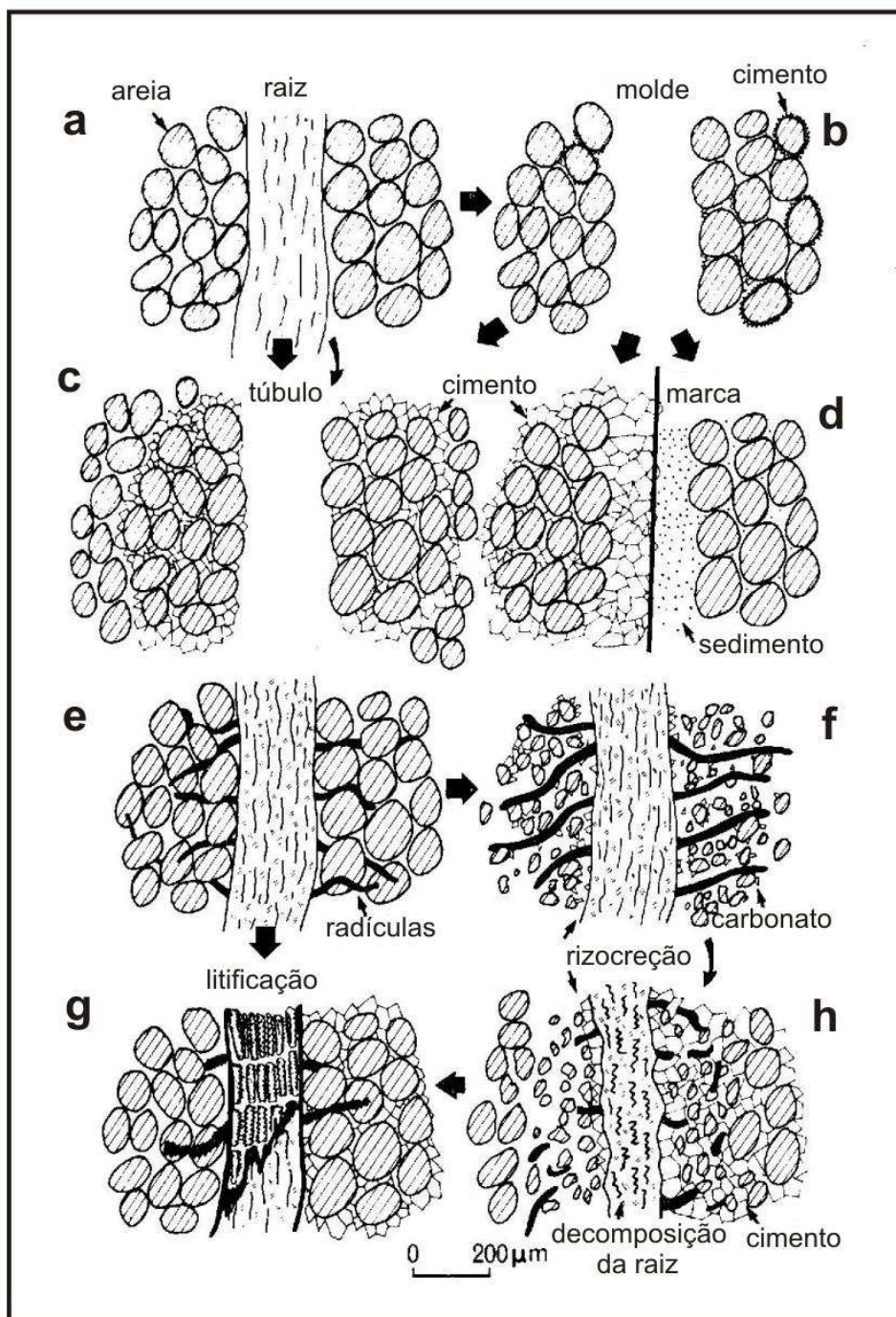


Figura 9: Tipos de rizólitos: (a) raiz sem radículas em areia lamosa; (b) *molde de raiz* preservado pelo desenvolvimento de franjas de cimento carbonático entre a areia, prevenindo o colapso; (c) *túbulo de raiz* formado pela precipitação localizada de calcita espática nos poros intergranulares da areia no entorno da raiz; (d) *marca de raiz*, corresponde ao preenchimento da mesma por areia com ou sem cimento; (e-f) raiz com radículas em areia lamosa e formação de *rizocrecção* pela precipitação de micrita no entorno do sistema radicular; (g) *raiz litificada*, decomposição orgânica parcial da raiz com feições de substituição de células vegetais por calcita; (h) *rizocrecção* com decomposição parcial da raiz e do sistema radicular, porém, não há calcificação da célula vegetal. Traduzido de Klappa (1980).

4 CONTEXTO GEOLÓGICO

4.1 Classificação cronolitoestratigráfica adotada

A Bacia Bauru, conforme Fernandes & Coimbra (2000), formou-se no Neocretáceo, no centro-sul da Plataforma Sulamericana, em evento de compensação isostática posterior ao acúmulo de quase 2000 m de rochas predominante basálticas da Província Magmática do Paraná no Cretáceo Inferior. A bacia caracteriza-se como continental interior, originada após a ruptura do continente gondwânico e preenchida por sucessão essencialmente arenosa com espessura máxima preservada em torno de 480 m e área de 370000 km².

A carta cronolitoestratigráfica da parte oriental da Bacia Bauru (Fig. 10) foi proposta por Fernandes & Coimbra (2000). Conforme a mesma, a Bacia Bauru é composta pelos grupos cronocorrelatos Caiuá e Bauru e teve seu preenchimento restrito no Cretáceo Superior. A referida carta é apresentada em síntese (Quadro 1) com as correspondências entre a proposta adotada e as anteriores.

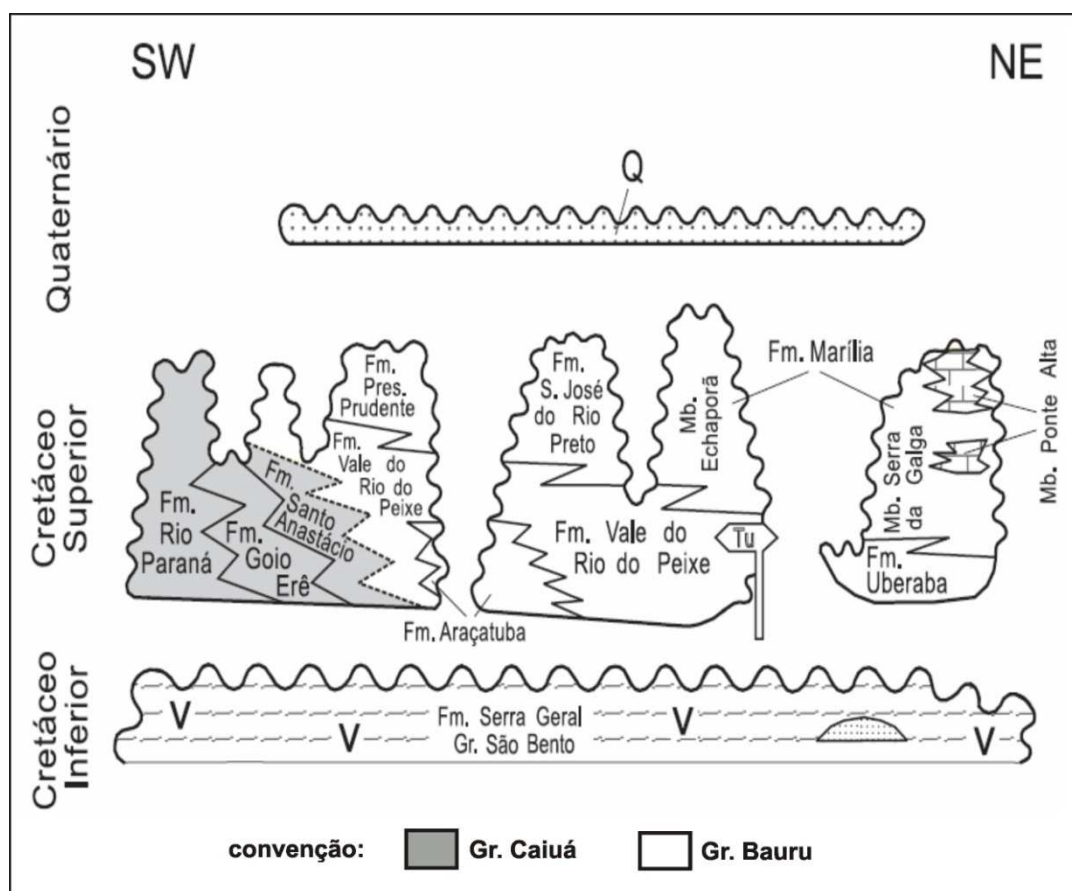


Figura 10: Carta cronolitoestratigráfica da parte oriental da Bacia Bauru. Fonte: Fernandes & Coimbra (2000).

Quadro 1: Proposta estratigráfica de Fernandes & Coimbra (2000) e sua correspondência com as classificações anteriores.

Grupo	Formação	Membro	Correspondência
Bauru	Marília	Ponte Alta	Membro Ponte Alta ¹
		Serra da Galga	Membro Serra da Galga ¹
		Echaporã	Membro Echaporã ¹ , Formação Marília ²
	Presidente Prudente		parte da Litofácies Taciba, parte da unidade Ka _v (Formação Adamantina) ⁴
	São José do Rio Preto		parte da Litofácies ou Formação ⁶ São José do Rio Preto
	Uberaba		parte da Formação Uberaba ⁷
	Araçatuba		parte da Litofácies ⁵ ou da Formação ⁶ Araçatuba; Formação Araçatuba ⁸ ; parte da unidade Ka _{iii} (Formação Adamantina) ⁴
	Vale do Rio do Peixe		Litofácies Ubirajara ³ ; parte da Litofácies ⁵ ou Formação ⁶ Araçatuba; parte da Litofácies Taciba ³ ; unidades Ka _i , Ka _{ii} , Ka _{iii} e Ka _{iv} e parte da Ka _v (Formação Adamantina) ⁴
Caiuá	Santo Anastácio		Formação Santo Anastácio ^{9,3,4,10}
	Rio Paraná		Formação Rio Paraná ¹⁰
	Goio Erê		Formação Goio Erê ¹⁰

Definições anteriores: **1.** Barcelos & Suguio (1987), **2.** Almeida & Barbosa (1953), **3.** Soares *et al.* (1980), **4.** Almeida *et al.* (1980), **5.** Suguio *et al.* (1977), **6.** Suguio (1981), **7.** Hasui (1968), **8.** Zaine *et al.* (1980), **9.** Stein *et al.* (1979), **10.** Fernandes & Coimbra (1994).

As unidades litoestratigráficas que preenchem a Bacia Bauru foram depositadas em clima árido a semiárido em contexto de leques aluviais de borda com rios entrelaçados além de lençóis de areia eólicos e deserto interior predominantes.

Segundo Fernandes (2010), durante o preenchimento da bacia a drenagem regional sempre teve caráter endorreico. Entre as bordas úmidas e o interior desértico seco, formaram-se depósitos de rios entrelaçados a meandantes arenosos. As unidades litoestratigráficas da Bacia Bauru são apresentadas em síntese (Quadro 2) com base em Fernandes & Coimbra (2000) e Fernandes (2010).

Quadro 2 : Caracterização das unidades litoestratigráficas da Bacia Bauru com base em Fernandes & Coimbra (2000) e Fernandes (2010).

Grupo	Caiuá			Bauru					
Unidades litoestratigráficas	Fm. Rio Paraná	Fm. Goio Erê	Fm. Santo Anastácio	Fm. Uberaba	Fm. São José do Rio Preto	Fm. Araçatuba	Fm. Presidente Prudente	Fm. Vale do Rio do Peixe	Fm. Marília
Espessura máxima preservada	277m	50m	70 a 100m	85m	60m	70m	50m	100m	180m
Constituição litológica predominante	arenitos quartzosos marrom avermelhados finos a muito finos de grãos foscas	arenitos quartzosos marrom avermelhados a cinza arroxeados finos a muito finos de grãos foscas	arenitos quartzosos subarcoseanos finos a muito finos de grãos foscas e encobertos por película ferruginosa	arenitos muito finos, siltitos, lamitos e conglomerados com matriz arenosa e típica cor cinza esverdeada	arenitos finos a muito finos marrom escuros, por vezes conglomeráticos	siltitos e arenitos muito finos cinza esverdeados	arenito fino a muito fino marrom avermelhado e lamitos arenosos	arenitos finos castanho alaranjados intercalados com siltitos e lamitos arenosos	arenito fino a médio, arenito conglomerático, lamitos arenosos, horizontes de paleossolos e calcretes
Estruturas sedimentares	estratificação cruzada tabular de médio a grande porte	estratificação cruzada tabular de médio a pequeno porte, estratos tabulares maciços, laminação plano-paralela mal definida	estratos tabulares de aspecto maciço e estratificação cruzada de baixo ângulo	estratos tabulares e lenticulares, amalgamado, de espessura decimétrica, às vezes com limites sigmoides	estratificação cruzada acanalada, tabular e tangencial na base, amalgamadas.	estratos maciços, estratificação plano-paralela, moldes com formas romboédricas ou de arranjos radiais (rosetas)	estratificação cruzada acanalada, corpos tabulares com estratificação sigmoidal interna, estratificação plano-paralela	estratos tabulares maciços ou com estratificação cruzada tabular e acanalada de médio porte	predomínio de estratos tabulares decimétricos a métricos, maciços e com estratificação cruzada de médio porte tangencial na base
Contexto deposicional	eólico, região central de <i>sand sea</i>	eólico, regiões periféricas de <i>sand sea</i>	depósitos de lençóis de areia eólicos e depósitos de fluxos não-confinados de enxurradas de deserto (<i>wadis</i>)	leques aluviais de borda e sistemas fluviais entrelaçados	rios entrelaçados de canais amplos e rasos	ambiente paludial com períodos de exposição	sistema fluvial meandrante de canais rasos com planícies de inundação	lençóis de areia eólicos, extradunas	lençóis de areia eólicos nas porções interiores da bacia com leques aluviais de rios entrelaçados nas bordas

4.2 Idade das rochas e registro fóssilífero na Bacia Bauru

Fernandes (1998) e Fernandes & Coimbra (2000) interpretaram a sedimentação dos grupos Caiuá e Bauru como contemporânea e numa mesma bacia, a qual denominaram de Bacia Bauru, com preenchimento restrito no Cretáceo Superior entre o intervalo Coniaciano-Maastrichtiano, com duração em torno de 23 milhões de anos. Esta idade fundamenta-se em fósseis de vertebrados (HUENE, 1939), datação absoluta de rochas vulcânicas intercaladas na sucessão sedimentar (COUTINHO *et al.*, 1982) e correlação entre o preenchimento da Bacia Bauru com a deposição da Formação Santos na bacia homônima (ALVES *et al.* 1994).

Na Bacia Bauru são encontrados fósseis de répteis (crocodilianos, quelônios e dinossauros), anfíbios (anuros), peixes, moluscos (bivalves e gastrópodes), crustáceos e vegetais, principalmente carófitas e rizólitos (MEZZALIRA, 1974). Estes seres ocupavam as águas e os ambientes mais úmidos e marginais aos lagos e rios. Segundo Mezzalira (1974), o registro dos primeiros fósseis encontrados na Bacia Bauru foi no ano de 1900. O achado refere-se a um dente de dinossauro e fragmentos de tartaruga quando da abertura de uma cisterna de 27 m de profundidade na região de São José do Rio Preto.

4.3 Calcretes na Bacia Bauru

A evolução do conhecimento das rochas sedimentares da Bacia Bauru, ao longo de quase todo o século XX, caracterizou-se, em grande parte, pela busca por melhor compreensão dos contextos deposicionais. Até então, a cimentação carbonática foi relatada, com maior ou menor relevância, em todas as unidades estratigráficas da Bacia Bauru. Este fato pode ser considerado normal uma vez que a abordagem específica sobre calcretes, na literatura geológica em geral, teve maior desenvolvimento a partir da década de 1970.

Conforme Suguio & Barcelos (1983a), foi somente em 1973 que os carbonatos da Bacia Bauru foram interpretados como calcretes por conta do estudo de suas propriedades petrológicas, químicas e isotópicas desenvolvido por Suguio (1973). No entanto, a ocorrência de concentrações carbonáticas era com frequência registrada como um indicativo paleoclimático semiárido, a exemplo de Hasui (1968), Suguio & Barcelos (1983b), Saad *et al.* (1988), entre outros, e não como objeto de estudo *stricto sensu*. Neste sentido, Suguio & Barcelos (1983a) creditaram paleoclima semiárido

durante a sedimentação da então Formação Adamantina. Como evidência, indicam a ocorrência extensiva de calcretes nodulares e solos calcificados, a exemplo da Formação Marília.

Suguio & Barcelos (1983c) definiram clima semiárido durante a sedimentação da Formação Santo Anastácio. Balizaram esta afirmação na ocorrência de três intervalos de calcretes nodulares na unidade. Brandt Neto (1984), com base na ocorrência de calcrete e palygorskita, caracterizou a Formação Marília como de ambiente semiárido.

No entanto, a importância dos carbonatos continentais durante a evolução do conhecimento da Bacia Bauru não pode ser relegada apenas à definição de paleoclimas. Neste sentido, a proposição da unidade estratigráfica Formação Marília, primeiramente definida por Almeida & Barbosa (1953), baseou-se principalmente por esta apresentar cimentação carbonática mais expressiva, diferenciando-se em relação à unidade subjacente, ou antiga Formação Itaqueri.

Genericamente, conforme Fernandes (1998), a cimentação carbonática nas partes mais interiores da bacia associou-se a lagoas rasas e efêmeras de ambientes áridos (formações Vale do Rio do Peixe, Santo Anastácio e Goio Erê) e a planícies de inundação de rios entrelaçados (formações São José do Rio Preto e Presidente Prudente). Na Formação Araçatuba, depositada em ambiente paludial com períodos de exposição aérea, ocorrem lâminas de carbonatos entre pelitos e pelitos arenosos.

Fernandes (1998) definiu três tipos de cimentação carbonática para a parte oriental da Bacia Bauru: pedogenética, subterrânea e mesodiagenética. Considerou que a frequência e a intensidade dos carbonatos decrescem das bordas para o interior da bacia. No entanto, calcretes mais expressivos ocorrem apenas na atual borda erosiva nordeste da bacia.

4.4 Calcretes na Formação Marília

A bibliografia inicial e específica sobre calcrete da Bacia Bauru está relacionada com a Formação Marília e para o Triângulo Mineiro. A caracterização composicional e petrográfica das rochas, determinação das espessuras máximas e levantamento de seções-tipos da referida unidade devem-se a Barbosa *et al.* (1970), Suguio (1973) e Suguio *et al.* (1975). Nesta época, estas rochas eram designadas como “calcários e sedimentos detríticos da Formação Bauru”. No entanto, Suguio (1973) considerou possível a sugestão de Ab’ Saber (1971, em informação verbal) de que os calcários da então Formação Bauru poderiam ser denominados de *caliche*. Os primeiros estudos

tiveram como principal objeto de investigação as rochas carbonatadas dos membros Ponte Alta e Serra da Galga, ambos no Triângulo Mineiro. Suguio *et al.* (1975), em perfis de sondagens, caracterizaram o primeiro como um intervalo estratiforme de forte cimentação carbonática no interior do segundo. Silva *et al.* (1994) identificaram no Membro Ponte Alta as fácies arenito calcífero, conglomerados carbonáticos, calcário homogêneo, brecha carbonática e lamitos.

A origem dos calcretes do Membro Ponte Alta continua bastante discutida e controversa. Há duas linhas principais que consideram o seu desenvolvimento a partir de um ambiente lacustre (ALVES *et al.*, 1993; BARCELOS, 1989; FÚLFARO & BARCELOS, 1991; GARRIDO *et al.*, 1991; GOLDBERG & GARCIA, 1995; entre outros). Outros defendem sua origem a partir de águas subterrâneas (SILVA *et al.*, 1994; FERNANDES, 1998).

Suguio & Barcelos (1983a) definiram a origem dos calcretes do Membro Ponte Alta associada a lagoas efêmeras (*playa lakes*). Porém, conforme Etchebehere *et al.* (1993), o Membro Ponte Alta foi depositado em contexto deposicional de alta energia, com predomínio de clastos silicosos na forma de leques aluviais com passagem gradual para planícies areno-lamíticas.

Campanha *et al.* (1993) classificaram os calcretes da pedreira *Calcários Triângulo* como *fácies de baixios interleques* constituídos de lamitos verdes e lamitos avermelhados com delgadas lentes de silexito diagenético. O conjunto lamítico (verde sotoposto ao avermelhado) possui espessura de 7 m e ocorrência de microfósseis como, carófitas, ostracodes, tubos de vermes, microgastrópodes, fragmentos e escamas de peixes, entre outros.

Goldberg & Garcia (1995) definiram os “calcários” do Membro Ponte Alta, região de Uberaba (MG), como de origem lacustre. Defenderam que durante os períodos de seca ocorria a formação de solos calcários (calcretes) na planície aluvial e nas margens dos lagos efêmeros. Nos períodos de intensas chuvas, aumentava a vazão dos rios erodindo os calcretes previamente formados junto às margens e misturando-os ao material detrítico transportado. Conforme Goldberg & Garcia (1995), o aumento da alcalinidade das águas desde a época de deposição da Formação Uberaba até a Formação Marília se deve a dois fatores: climático e sedimentar. O primeiro se refere ao aumento progressivo da aridez e o segundo é devido à denudação da área-fonte até atingir o embasamento pré-Cambriano. A partir daí, as rochas do Grupo Bambuí passaram a contribuir com sua composição carbonática para aumento da alcalinidade do meio.

Fernandes (1998), afirmou que, desconsiderando-se o grau de cimentação carbonática, há grande similaridade entre as litofácies dos membros Ponte Alta e Serra da Galga. Assim, defendeu um mesmo sistema deposicional para as duas associações. Posteriormente, as rochas teriam sido diferenciadas pela formação de corpos de calcretes bem desenvolvidos por águas subterrâneas.

Ribeiro (2001), com base em estudo de caracterização diagenética do Membro Serra da Galga, afirmou que os calcretes foram gerados na zona vadosa.

O maior avanço no estudo dos calcretes do Membro Echaporã, principalmente no estado de São Paulo, é mais tardio em relação aos calcretes do Triângulo Mineiro, e ocorre, sobretudo, pela sua característica associação com paleossolos. Estudos específicos retratando os paleossolos da Formação Marília são particularmente recentes (DAL' BÓ & LADEIRA, 2006; BRIENZA, 2008; DAL' BÓ, 2008; BASILICI *et al.*, 2009; DAL' BÓ & BASILICI, 2010; FERNANDES, 2010; entre outros).

Dal' Bó & Ladeira (2006), em estudo do Membro Echaporã na região de Monte Alto (SP), consideraram baixas as taxas de deposição para a área em virtude da escassez de estruturas sedimentares e a maior frequência de paleossolos. Sugeriram condições climáticas muito secas (precipitação anual entre 100 e 200 mm) para os calcretes em perfis de paleossolos.

Basilici *et al.* (2009) classificaram a Formação Marília tendo como base exposições do Membro Echaporã no sul do estado de Goiás e leste do Mato Grosso do Sul. Agruparam os paleossolos da Formação Marília em três representativos tipos (pedotipos) conforme Retallack (2001): aridissolos, entissolos e vertissolos. O principal objetivo destes autores foi investigar os fatores que determinaram a intercalação de paleossolos em antigos lençóis de areia eólicos.

Fernandes (2010) propôs três contextos principais de desenvolvimento de calcretes na Formação Marília: *pedogenético periférico*, *pedogenético interior* e *freático*. No primeiro, predominaram processos pedogenéticos vadosos e paludiais em perfis de solos pouco desenvolvidos. O segundo caracterizou-se por processos pedogenéticos mais duradouros, relacionando-se às porções mais interiores da bacia. Este processo deu origem aos perfis de paleossolos do Membro Echaporã nas regiões de Marília e Echaporã (SP). O terceiro contexto é caracterizado por nível freático raso com intenso desenvolvimento de cimentação carbonática a ponto de obliterar as feições microtexturais pedogênicas iniciais.

Dal' Bó & Basilici (2010) desenvolveram um estudo de paleossolos e estimativas de *paleoprecipitação* em feições cálcicas da Formação Marília nos municípios de

Monte Alto (SP), Cassilândia (MS) e no sul do estado de Goiás. Consideraram a concentração de carbonatos em perfis de aridissolos e alfissolos como de origem pedogênica. Com argumentos, descartaram o desenvolvimento de calcretes de águas subterrâneas e definiram a poeira eólica como a principal fonte do carbonato de cálcio. A partir de estimativas de paleoprecipitação, estabeleceram dois momentos distintos de evolução paleoclimática para a Formação Marília: um momento de clima mais seco, originando as feições carbonáticas; um segundo momento de clima úmido, gerando feições de infiltração de argila ou iluviação em perfis de paleossolos.

4.5 Estudo de proveniência

Segundo Gierlowski-Kordesch (1998), num contexto geral para a identificação de proveniência dos depósitos sedimentares, principalmente para os carbonatos, é importante considerar as seguintes situações para uma bacia qualquer: (1) característica hidrogeológica; (2) origem tectônica; (3) litotipos que ocorrem nas bordas da bacia; (4) modo de ocorrência e extensão dos carbonatos; (5) estruturas sedimentares, conteúdo fossilífero e, (6) análise isotópica dos carbonatos. No presente estudo, os principais condicionantes para identificação de proveniência do material siliciclástico e do cimento carbonático da Formação Marília, corresponderam ao levantamento faciológico das rochas e à caracterização da intensidade, localização e forma de ocorrência dos calcretes.

4.5.1 Área-fonte de siliciclastos na parte oriental da Bacia Bauru

Coimbra (1976) ao estudar áreas-fonte da então Formação Bauru, atual Bacia Bauru, identificou três principais fontes de sedimentos com base no estudo de proveniência de minerais pesados e paleocorrentes: (1) *unidade sedimentar preexistente* para a porção noroeste; (2) *unidade sedimentar preexistente* para a porção sudeste e (3) rochas básicas do Grupo São Bento, rochas alcalinas do Triângulo Mineiro e rochas metamórficas dos grupos Araxá e Canastra, ambas para a porção nordeste da bacia.

4.5.2 Áreas-fonte do carbonato de cálcio da Formação Marília

Suguio *et al.* (1975) consideraram que o intemperismo dos feldspatos cálcicos e piroxênios dos basaltos da Formação Serra Geral forneceria o cálcio para os calcretes do Triângulo Mineiro. Posteriormente, Suguio & Barcelos (1983a) consideraram, além dos basaltos da Formação Serra Geral, possível contribuição de carbonato pelo Grupo Bambuí, tendo como base a proximidade geográfica com os calcretes da região de Uberlândia, Uberaba e Ponte Alta no Triângulo Mineiro.

4.5.3 Complexos alcalino-carbonatíticos

Conforme Hasui & Haralyi (1991), as regiões do Triângulo Mineiro e do sul de Goiás foram palco de ativo tectonismo no Cretáceo com movimentos ascensionais, formação de bacias laterais, erosão, sedimentação e magmatismo alcalino e kimberlítico relacionado com o *Soerguimento do Alto Paranaíba* (Fig. 11).

Próximo à atual borda erosiva nordeste da Bacia Bauru, na região do Triângulo Mineiro, ocorrem os complexos alcalino-carbonatíticos Barreiro e Tapira. No Sul de Goiás, próximo à borda norte da bacia está o complexo alcalino-carbonatítico de Catalão. Estes complexos, juntos, fazem parte de uma série de intrusões alcalinas que acompanham o lineamento estrutural Alto Paranaíba que se estende desde o litoral do Rio de Janeiro até o leste de Rondônia, cruzando os estados de Minas Gerais, Goiás e Mato Grosso do Sul.

O Complexo de Barreiro no município de Araxá (MG) tem mineralização primária de barita, apatita e pirocloro, além de enriquecimento mineral secundário. O Complexo de Tapira tem enriquecimento residual de apatita, pirocloro e anatásio. A ausência de minerais carbonáticos, principalmente de calcita, junto às lateritas e ao manto de intemperismo destes depósitos deve-se à dissolução deste mineral por água meteórica.

Ambos os depósitos têm origem plutônica e idade cretácea. Conforme Hasui & Cordani (1968), as intrusões alcalinas de Tapira, Araxá, Salitre, Serra Negra, Catalão I e II e outras menores, além de magmatismos kimberlíticos, têm idades radiométricas de 80 a 100 Ma. No presente estudo é sugerido, tendo como base a relação direta entre as idades dos complexos alcalino-carbonatíticos e da deposição da Formação Marília (Coniaciano ao Maastrichtiano), além da proximidade geográfica no Triângulo Mineiro e da alta solubilidade da calcita pelo intemperismo químico, possível contribuição desses complexos na geração dos calcretes.

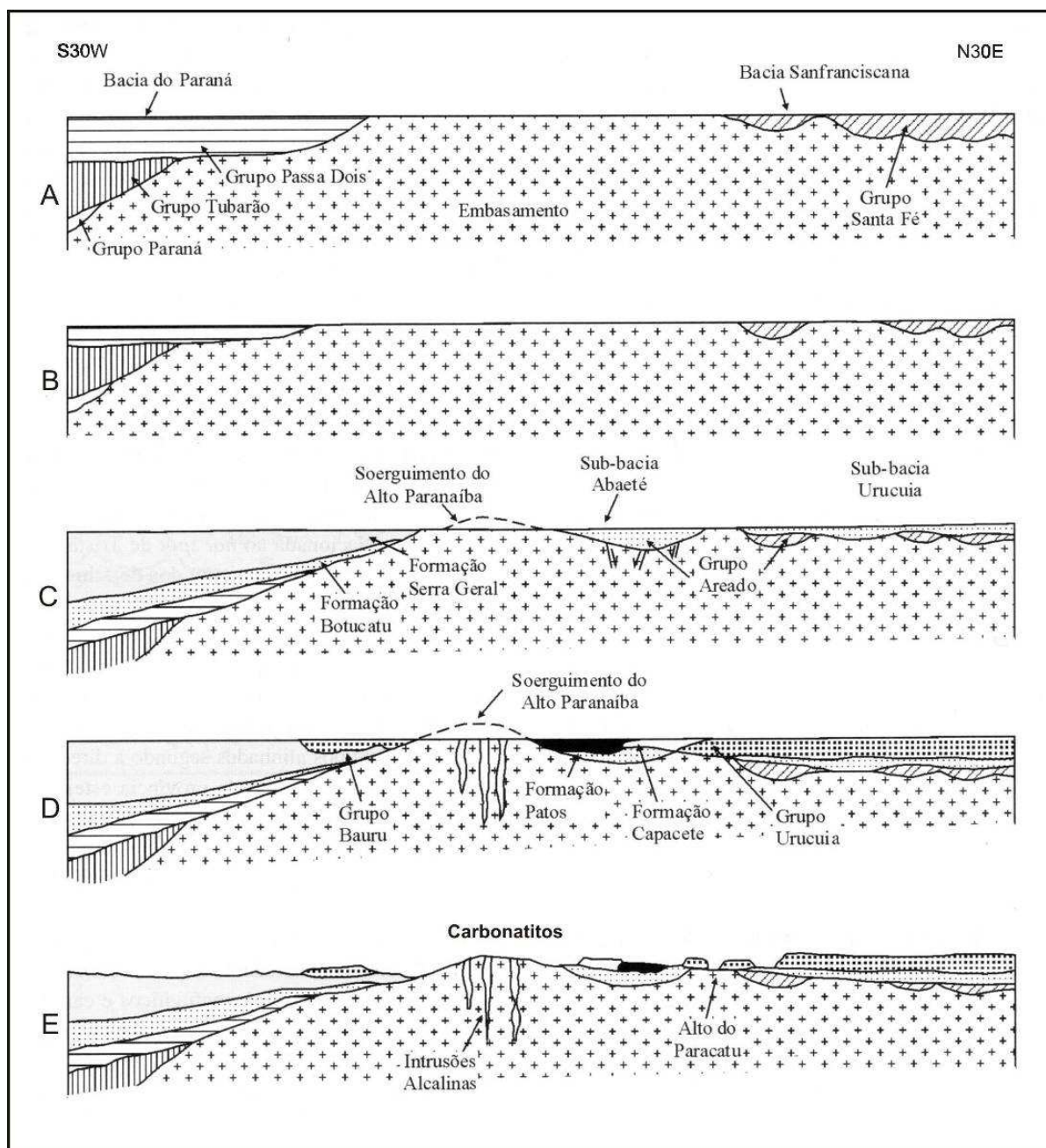


Figura 11: Evolução geológica do Alto do Paranaíba. (A) Paleozoico; preenchimento parcial da Bacia do Paraná e do Grupo Santa Fé de idade permocarbonífera da Bacia de São Francisco. (B) Eomesozoico: intenso processo erosivo. (C) Cretáceo Inferior; Início do soerguimento do Alto Paranaíba e magmatismo da Formação Serra Geral. (D) Cretáceo Superior: intrusões alcalinas na área soerguida, erosão das encaixantes ou Grupo Araxá e intemperismo com solubilização parcial dos carbonatitos. Inicia-se a sedimentação siliciclástica do Grupo Bauru no Cretáceo Superior. (E) Cenozoico: erosão do Grupo Bauru e dos carbonatitos com desenvolvimento da atual superfície de relevo. Fonte: Dardenne & Schobbenhaus (2001) com base em Hasui & Haralyi (1991).

5 RESULTADOS

No estado de São Paulo, a Formação Marília é representada apenas pelo Membro Echaporã, principalmente na região entre Marília e Bauru (SP) e, em menor expressão, Monte Alto (SP). Os membros Ponte Alta e Serra da Galga têm ocorrência mais restrita e são encontrados apenas no Triângulo Mineiro.

A Formação Marília no Centro-Oeste Paulista geralmente está associada aos altos regionais entre vales amplos e planos formados pelas unidades de menor cimentação, como a Formação Vale do Rio do Peixe.

5.1 Membro Echaporã

O Membro Echaporã que ocorre no estado de São Paulo tem relevo tabular e sustenta altos regionais. Ocupa, geralmente, os interflúvios com tendência de alinhamento sudeste-noroeste, subparalelos ao rio Tietê. Está sobreposto localmente à Formação Vale do Rio do Peixe, com contato gradual, ou interdigita-se a esta. A unidade apresenta as maiores espessuras no interior paulista, onde, conforme Almeida *et al.* (1980), pode atingir até 180 m.

5.1.1 Caracterização litológica

A unidade é constituída essencialmente por arenitos maduros bege rosados, finos a médios e dispostos em estratos tabulares, geralmente maciços e de espessura decimétrica a métrica (Figs. 12 A, B). Os estratos encontram-se algumas vezes amalgamados e intercalados com lentes de lamitos arenosos de base côncava e topo plano (Fig. 12 C). Secundariamente, podem ocorrer lentes de conglomerados com seixos silicosos arredondados (geralmente quartzo e quartzito) e intraclastos de dimensões subdecimétricas de composição carbonática e/ou pelítica.

As rochas apresentam cimentação carbonática com grau de intensidade variável, conforme critérios de campo. Neste sentido, há três estratos característicos: friáveis, de cimentação mediana e os fortemente cimentados. Os estratos geralmente possuem contatos bruscos ou limitados por superfícies erosivas, têm aspecto maciço e com frequência estão associados a horizontes de paleossolos. Em menor proporção, ocorre estratificação cruzada tangencial na base de médio porte.

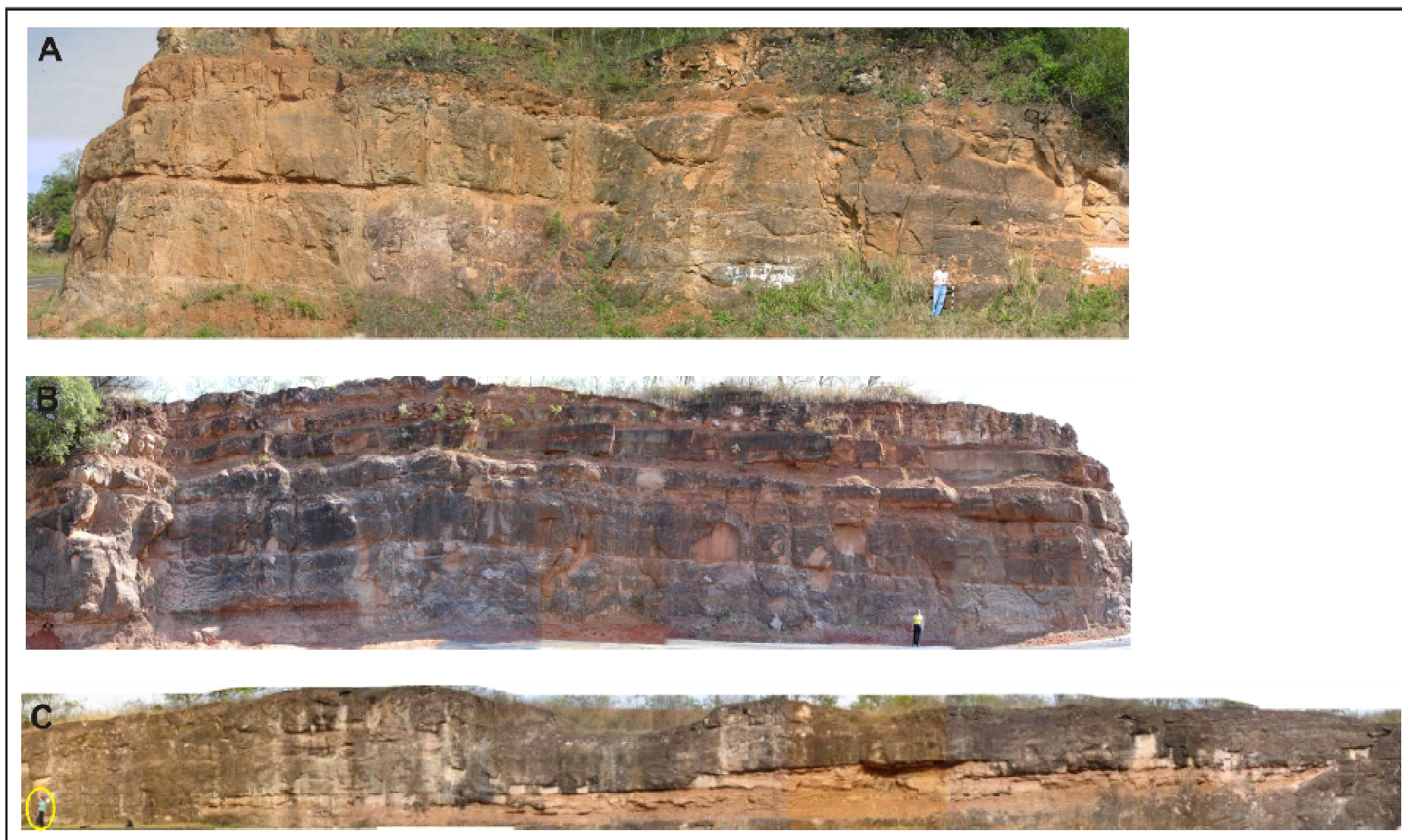


Figura 12: Exposições do Membro Echaporã em cortes de rodovias no Centro-Oeste Paulista. (A e B) Local: MC 01, Serra de Avencas. (C) Local: MC 03, Echaporã SP.

5.1.2 Associação faciológica Echaporã

O Membro Echaporã caracteriza-se por estratos tabulares de arenitos bege rosados geralmente maduros, finos a médios, de aspecto maciço e limitados por superfícies erosivas sub-horizontais (*litofácies Sm*). Em menor expressão, ocorrem camadas de arenito com estratificação cruzada acanalada e estratificação cruzada tabular tangencial na base de médio porte (*litofácies St, Se*) e camadas de espessuras decimétricas de lamitos e lamitos arenosos de aspecto maciço com base côncava e topo plano (*litofácies Fm*). Camadas de conglomerados são mais restritas, tem padrão lenticular e geralmente caracterizam-se por espessuras centimétricas, aspecto maciço ou com estratificação cruzada mal definida (*litofácies Gm, Gt*). Horizontes de paleossolos ocorrem com frequência no Membro Echaporã e estão associados com cimentação carbonática, nódulos, concreções e bioturbações (*litofácies P*). (Quadro 3 e Fig. 13).

Quadro 3: Associação faciológica Membro Echaporã.

Código (Miall 1996)	Litofácies	Forma	Estruturas sedimentares	Interpretação
Gm, Gt	conglomerado sustentado por matriz arenosa	lenticular, superfícies erosivas	maciça, às vezes com estratificação cruzada mal definida	depósitos residuais de escoamento superficial aquoso, depósitos de pavimentos de deflação
Sm	arenito fino a médio, imaturo, bege rosado e arenito conglomerático	estratos tabulares de espessuras métricas com transição gradual ou erosiva	maciça	depósitos de lençóis de areia eólicos com pavimentos de deflação subordinados
Se, Sp, St	arenito médio imaturo com intraclastos centimétricos e seixos silicosos	estratos tabulares de espessuras métricas com transição gradual ou erosiva	maciça ou com estratificação cruzada acanalada, tabular de médio porte mal definida.	depósitos de enxurradas, depósitos residuais de escoamento superficial aquoso
Fm	lamito e lamito arenoso marrom avermelhado	lenticular, base côncava e topo plano. Geralmente de espessuras decimétricas	maciça, gretas de contração	depósitos de lagoas efêmeras
P	carbonatos	horizontes de espessura decimétrica a métrica. Às vezes limitados por superfícies erosivas	nódulos, concreções e bioturbações (tocas e rizólitos)	horizontes de paleossolos

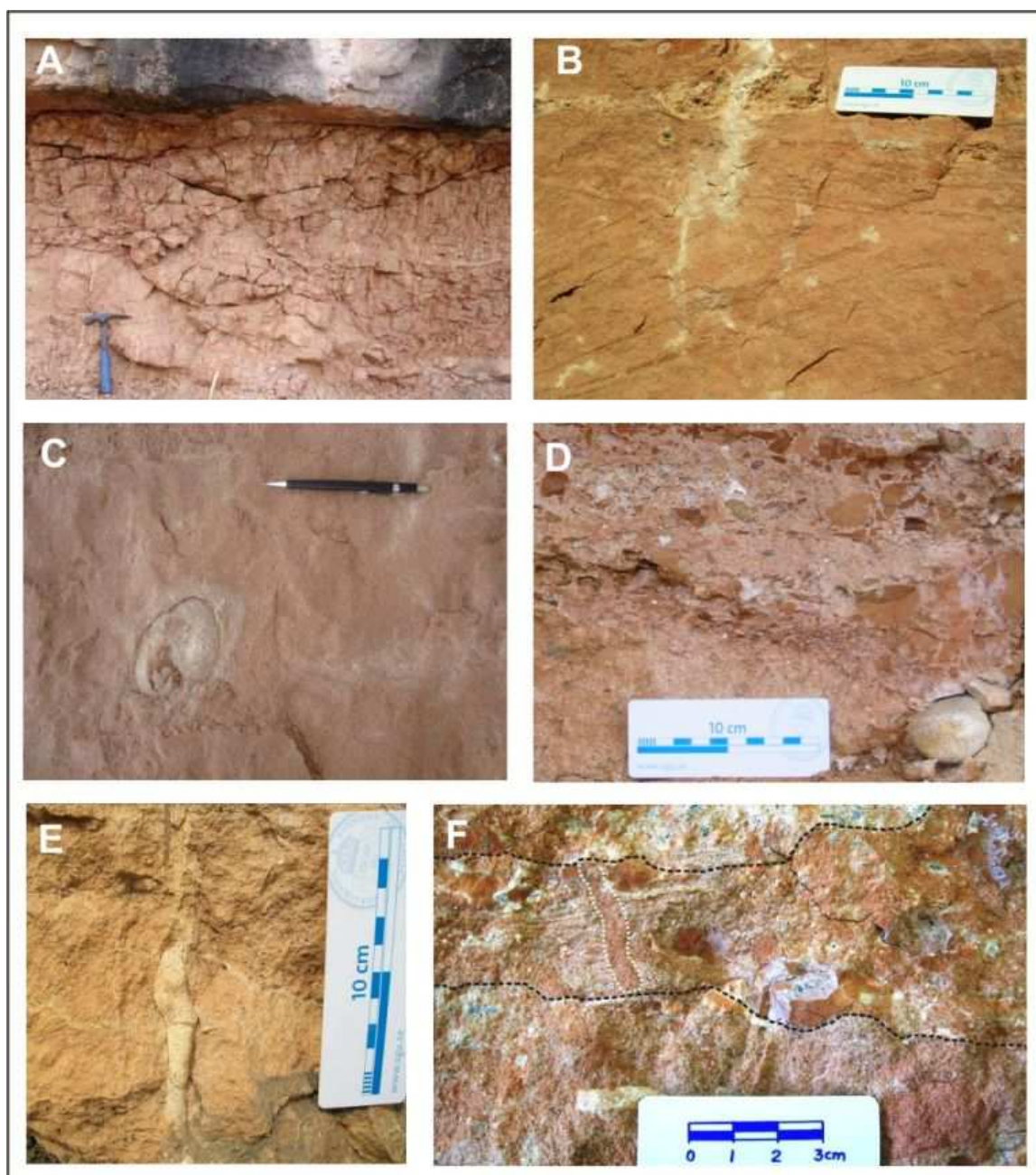


Figura 13: Litofácies do Membro Echaporã. (A) Lamito arenoso maciço com passagem brusca para arenito maciço no topo. (B) Arenito com estratificação cruzada tabular de médio porte e tangencial na base. (C) Arenito maciço friável com nódulos de composição carbonática. (D) Arenito conglomerático com seixos silicosos arredondados e intraclastos pelíticos. (E) Rizólito em horizonte de paleossolo. (F) Bioturbação (toca, pista) tipo *skolithos* entre superfícies erosivas.

5.1.3 Tipos de calcretes

O material hospedeiro dos calcretes do Membro Echaporã corresponde principalmente às litofácies arenosas (Sm, St, Sp, Se) associadas ou não a paleossolos (P) e, em menor expressão, às litofácies conglomeráticas (Gm, Gt) e pelíticas (Fm). Os calcretes apresentam-se na forma de horizontes de espessuras centimétricas a métricas com passagens gradual e/ou brusca (Fig. 14).

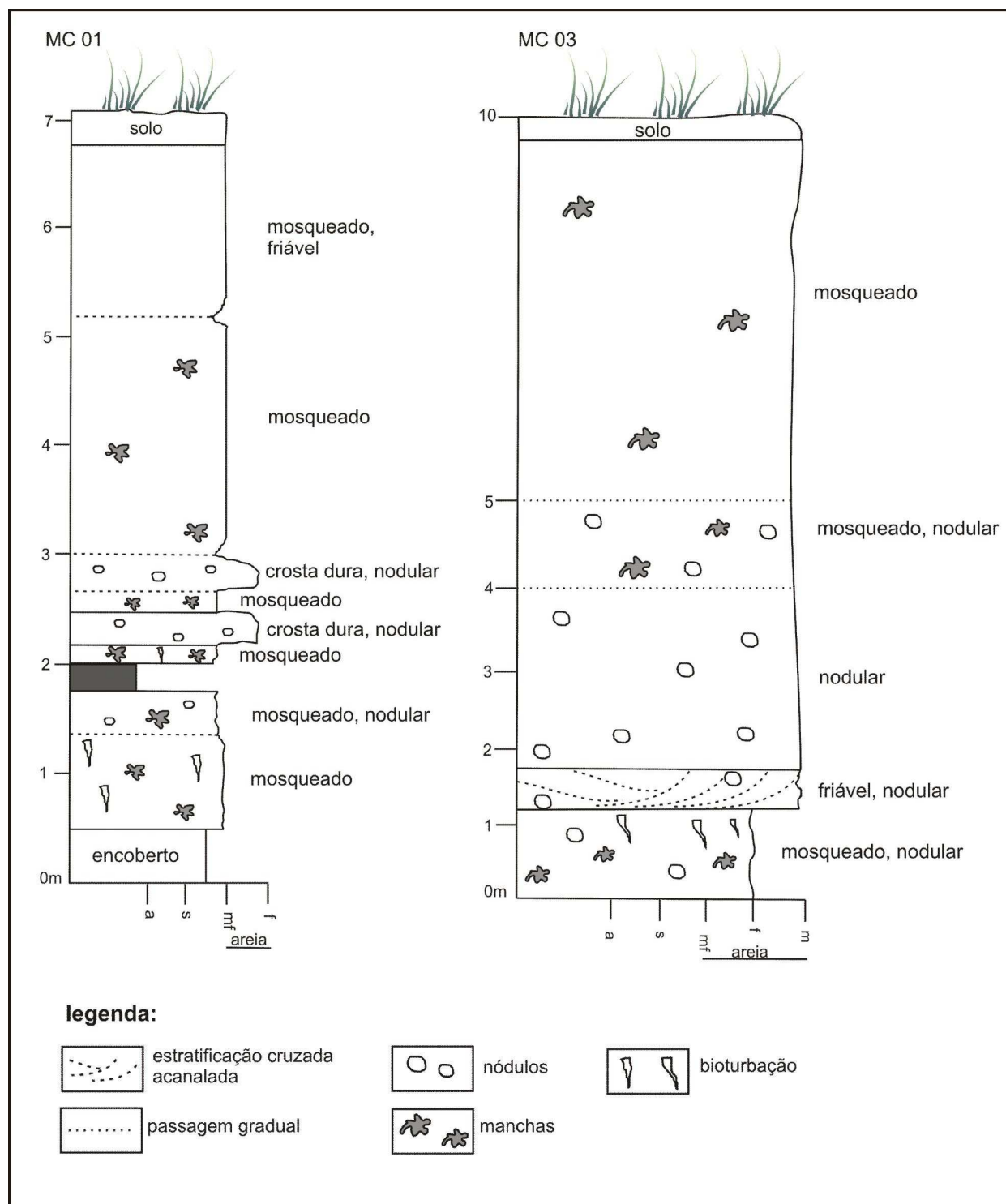


Figura 14: Seções colunares do Membro Echaporã onde se observa o predomínio de calcretes em material hospedeiro siliciclástico arenoso muito fino a médio.

A descrição dos diferentes tipos de calcretes encontrados no Membro Echaporã está sintetizada (Quadro 4) e ilustrada (Fig. 15). A referida descrição tem como referência a classificação adotada nos modelos ideais de calcretes pedogênicos de Esteban & Klappa (1983) e Wright (2007).

Quadro 4: Caracterização dos tipos de calcretes do Membro Echaporã.

tipo	caracterização
pulverulento ou friável	caracteriza-se por cimentação carbonática incipiente, conferindo fácil desagregação mecânica. Este calcrete geralmente está associado com arenito de aspecto maciço, no entanto, podem ocorrer em arenitos com estratificação cruzada mal definida do tipo acanalada ou tangencial na base (Fig. 15 A). Apesar de cimentação menos expressiva, nódulos carbonáticos de distribuição esparsa são frequentes.
venular	ocorre em comum com o tipo crosta dura. As vênulas são de composição carbonática, têm espessuras milimétricas, formas irregulares e geralmente têm distribuição horizontal a sub-horizontal (Fig. 15 B).
crosta dura ou maciço	a intensa cimentação carbonática confere o predomínio de tonalidade branca ao calcrete. Foram observados processos de fraturamento diagenético (falsa brecha) atribuídos ao desenvolvimento de calcita <i>displacive</i> (Fig. 15 C).
nodular	é formado por nódulos e/ou concreções de carbonato de cálcio de dimensões e formas variadas, desenvolvidos em matriz menos carbonática. Os nódulos podem aparecer isolados ou em coalescência, quando muito próximos (Fig. 15 D). Horizontes nodulares tendem a possuir limites inferior e superior difusos.
mosqueado	ocorre em conjunto com os demais tipos de calcrete e é caracterizado pela presença de manchas esbranquiçadas ou avermelhadas, geralmente de contornos sinuosos e irregulares (Fig. 15 E).

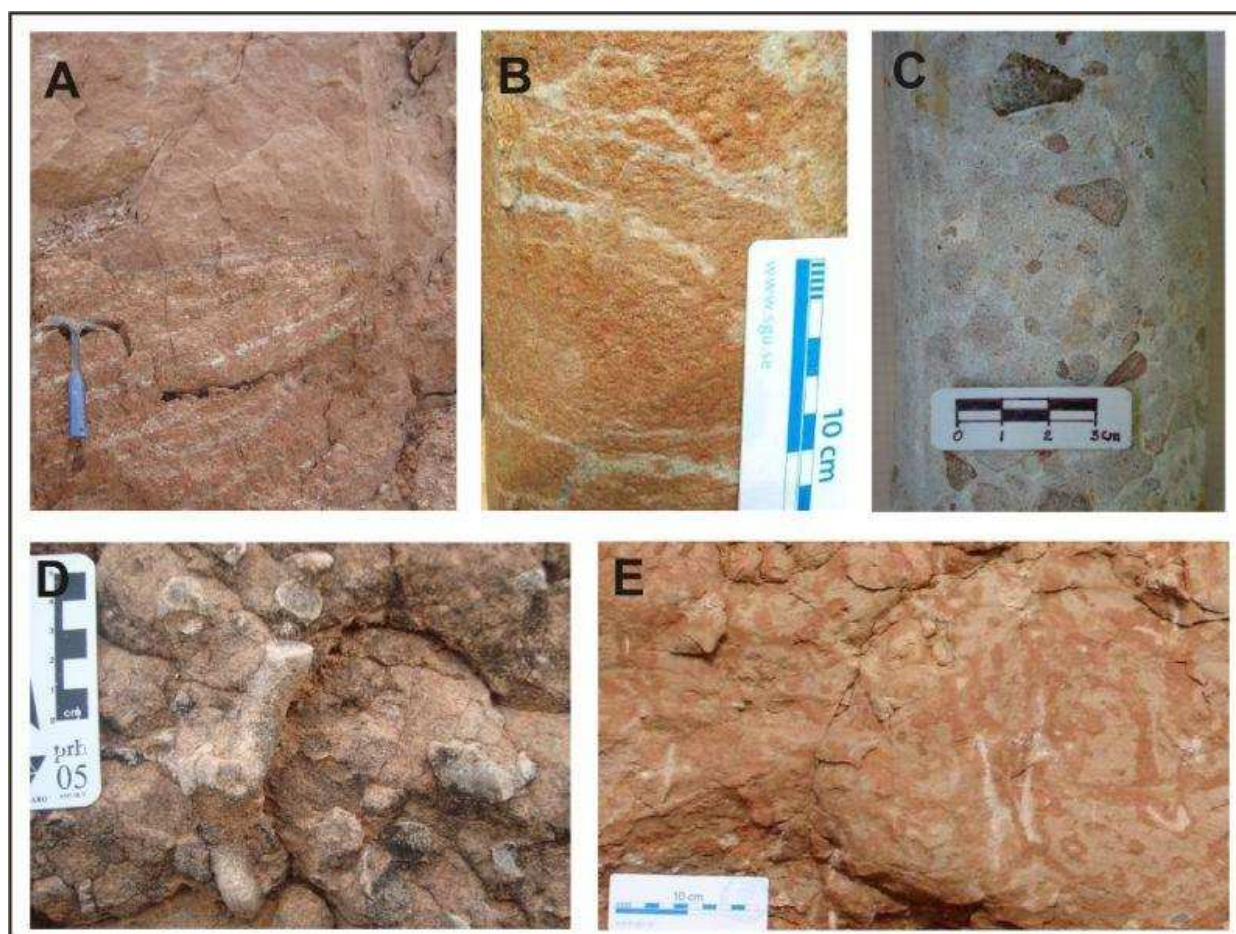


Figura 15: Tipos de calcretes do Membro Echaporã. (A) Calcrete friável em arenitos maciço (topo) e estratificado na base. Local: MC 04. (B) Calcrete venular. Local: MC 16. (C) Calcrete crosta dura. Local: MC 29. (D) Calcrete nodular. Local: MC 01. (E) Calcrete mosqueado. Local: MC 03.

5.1.4 Caracterização petrográfica

A descrição dos calcretes do Membro Echaporã com uso de microscópio petrográfico permitiu a caracterização de petrofácies que corroboram os cinco tipos de calcretes descritos em campo. As petrofácies identificadas são do tipo friável, venular, crosta dura, nodular e mosqueada e encontram-se sintetizadas (Quadro 5) e ilustradas (Fig. 16).

A partir da análise por microscopia óptica observou-se que os calcretes do Membro Echaporã ocorrem em material hospedeiro arenoso essencialmente quartzoso de granulação predominante fina a média e de grãos arredondados a subarredondados com esfericidade geralmente alta. Apesar do predomínio de quartzo monocristalino no arcabouço, com frequência ocorre quartzo policristalino, feldspato potássico e plagioclásio inalterados. A imaturidade textural foi constatada principalmente pela frequente ocorrência de matriz argilosa com proporção acima de 5% na rocha. Observou-se que a matriz argilosa ocorre sobretudo na forma detrítica ou associada a processos iluvionares quando o calcrete está associado a paleossolos.

Quadro 5: Caracterização de petrofácies de calcretes do Membro Echaporã.

petrofácies	caracterização
pulverulento ou friável	caracteriza-se pela cimentação carbonática incipiente do arcabouço siliciclástico, conferindo o predomínio de espaços intergranulares vazios ou de porosidade primária (Fig. 16 A).
venular	pode ocorrer em associação com qualquer petrofácies de calcrete. As vênulas geralmente são de calcita espática, têm distribuição irregular e espessuras submilimétricas (Fig. 16 B).
crosta dura	predomina nesta petrofácies o desenvolvimento de calcita espática intergranular com cristais superiores a 100µm, inclusive com formação de calcita poiquilotópica (Fig. 16 C). Os grãos do arcabouço geralmente têm bordas corroídas e/ou estão fraturados por calcita de deslocamento, além de processos de substituição parcial do arcabouço siliciclástico por calcita (Fig. 16 D). A porosidade, apesar de menor expressão, geralmente é de origem secundária e está relacionada com feições de dissolução parcial do cimento carbonático.
nodular	esta petrofácies caracteriza-se pelo arcabouço siliciclástico imerso no cimento micrítico. Os nódulos têm dimensões e formas variadas e, em seu interior, foram observados processos de substituição parcial do arcabouço siliciclástico e desenvolvimento de auréolas de calcita com forma em palissada (Fig. 16 E).
mosqueado	ocorre em conjunto com as demais petrofácies de calcrete e caracteriza-se pela presença de manchas. Observou-se que o aspecto “manchado” desta petrofácies está associado com o desenvolvido localizado e mais intenso da cimentação carbonática ou com processos de descoloração por lixiviação da matriz e dissolução do cimento com formação de porosidade secundária (Fig. 16 F).

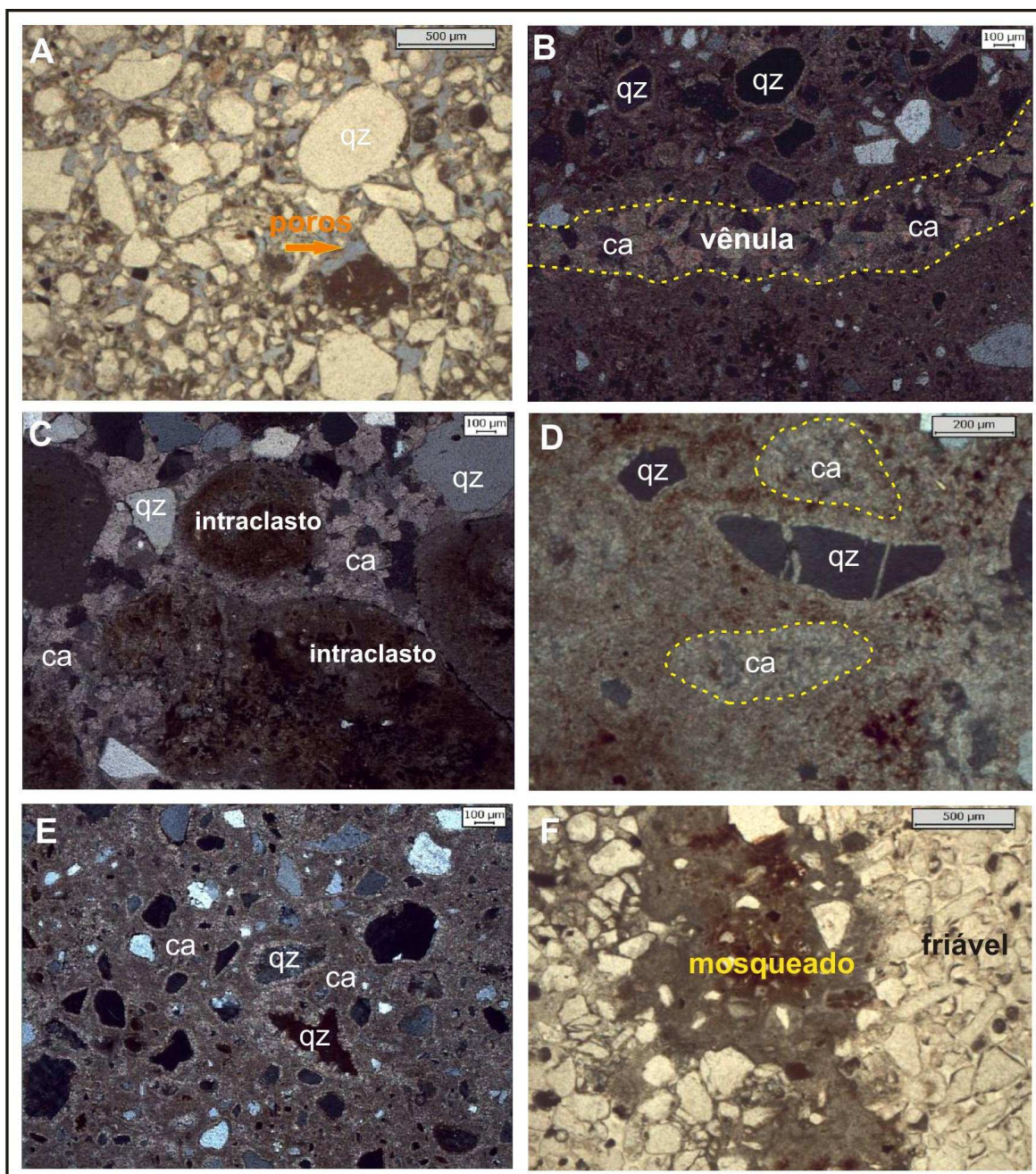


Figura 16: Fotomicrografias de calcretes do Membro Echaporã em material hospedeiro arenoso. (A) Calcrete friável. Polarizadores descruzados. Local: MC 01. (B) Calcrete venular. Polarizadores cruzados. Local: MC 03. (C) Calcrete crosta dura. Polarizadores cruzados. Local: MC 20. (D) Calcrete crosta dura. Polarizadores cruzados. Local: MC 29. (E) Calcrete nodular. Polarizadores cruzados. Local: MC 16. (F) Calcrete mosqueado em associação com calcrete friável. Polarizadores descruzados. Local: MC 29.

Os calcretes também foram caracterizados com base no modelo de associação de microtexturas alfa e beta de Wright (2007). Petrofácies com associação de microtexturas alfa caracterizam-se sobretudo por quartzo com bordas corroídas, substituição parcial do arcabouço por calcita, fraturas circungranulares e desenvolvimento de calcita de deslocamento (*displacive*) com o rompimento mecânico do quartzo detrítico (Fig. 17 A, B). Microtexturas tipo beta caracterizam-se principalmente por grãos com coberturas micríticas e desenvolvimento de calcita

acicular e trama septo-alveolar (Fig. 17 C, D). Nos calcretes associados a horizontes de paleossolos do Membro Echaporã foram encontradas feições pedogênicas microscópicas na forma de *glæbules*, *cutans*, pedotubos (Fig. 17 E) e deposição de plasma por iluviação de argila (Fig. 17 F).

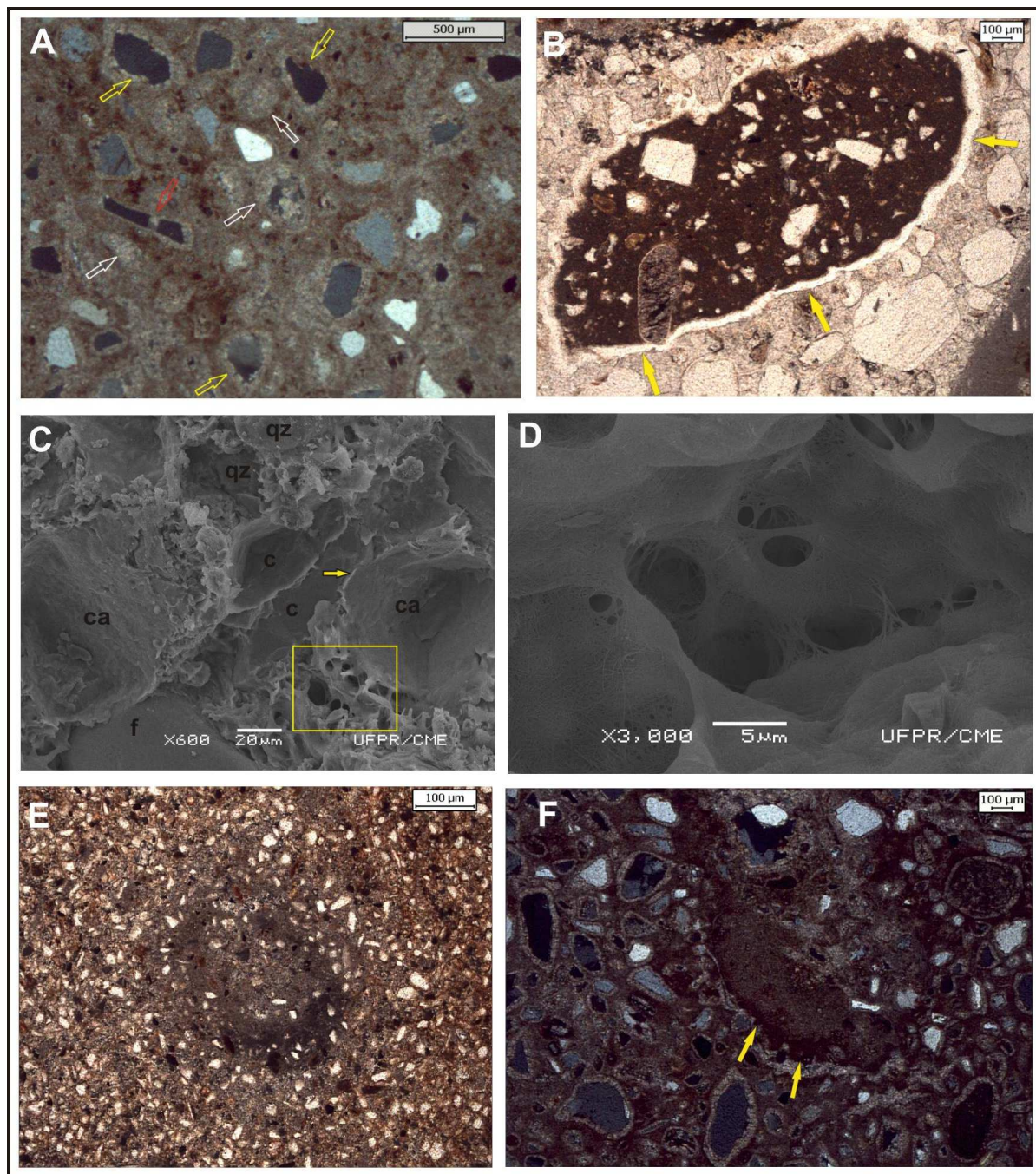


Figura 17: Fotomicrografias de calcretes do Membro Echaporã com associações de microtexturas alfa e beta, além de feições pedogenéticas. (A) Quartzo fragmentado por calcita *displacive* (seta vermelha). Grãos silicáticos completamente substituídos por calcita espática (setas brancas). Quartzo com bordas corroídas (setas amarelas). Polarizadores cruzados. Local: MC 29. (B) Fratura circungranular envolvendo intraclasto pelito-arenoso. Polarizadores descruzados. Local: MC 20. (C) Imagem de MEV mostra grãos de quartzo (qz), feldspato (f), cimento de calcita espática intergranular (c) e calcita acicular (ca) (seta amarela). (D) Detalhe da imagem anterior onde se observa formação de trama septo-alveolar. Local: MC 12. (E) Seção ortogonal de *pedotubo* preenchido por areia muito fina com estrutura concêntrica de lama carbonática. Polarizadores descruzados. Local: MC 20. (F) Deposição de plasma por iluviação de argila e óxi-hidróxido de ferro. Polarizadores cruzados. Local: MC 12.

Na análise com MEV de um fragmento de *pedotudo* ou rizólito de calcrete associado a paleossolo do Membro Echaporã, observou-se que o rizólito é preenchido por areia com matriz argilosa e cimento carbonático (Fig. 18 A, B, C). Além disso, a imagem de detalhe (Fig. 18 D) mostra desenvolvimento de cristais euédricos de carbonato na forma de micrita com aproximadamente 1µm e mineral de hábito fibroso encobrindo parcialmente os cristais de carbonato. Análise posterior por difração de raios-X identificou a presença de palygorskita e confirmou a presença de dolomita autigênica e calcita magnesiana (Anexo 2a).

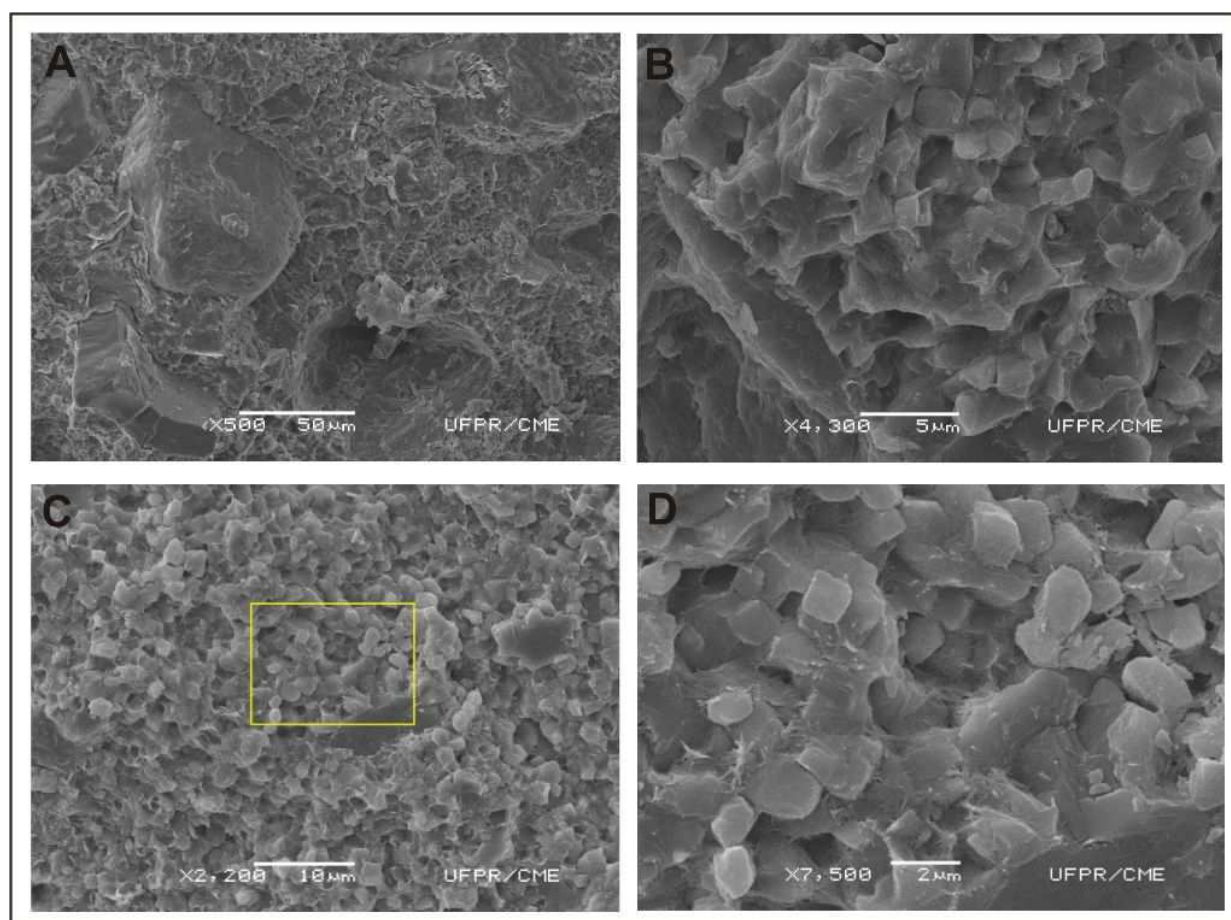


Figura 18: Fotomicrografias de MEV (elétrons secundários) de fragmento de pedotubo em amostra de calcrete associado a paleossolo do Membro Echaporã. (A) Imagem geral do quartzo imerso em matriz pelitocarbonática. (B) Matriz pelítica e cimento micrítico. (C) Observam-se pequenos cristais euédricos de carbonato na matriz/cimento. (D) Cristais romboédricos de dolomita com cerca de 1µm parcialmente encobertos por argilomineral autigênico de hábito fibroso. Local: MC 12, Garça SP.

5.2 Membro Serra da Galga

O Membro Serra da Galga ocorre apenas na atual borda nordeste da bacia, principalmente na região de Uberaba (MG). A unidade tem espessura máxima em torno de 110 m (BARBOSA *et al.*, 1970), mantém contato interdigitado bem definido com o Membro Ponte Alta e sobrepõe-se à Formação Uberaba por contato erosivo (FERNANDES & COIMBRA, 2000).

5.2.1 Caracterização litológica

As rochas que compõem o Membro Serra da Galga são basicamente arenitos na forma de estratos lenticulares com espessuras decimétricas (Figs. 19 e 20). Raramente atingem espessuras superiores a 2 m. Os estratos geralmente possuem contatos bruscos ou limitados por superfícies erosivas e com frequência estão associados a horizontes de paleossolos.

Os arenitos são comumente maduros, têm granulação areia média predominante e apresentam, de forma esparsa, clastos líticos e intraclastos pelíticos centimétricos. Caracterizam-se, ainda, por cores variadas desde amarelo-pálido, bege esbranquiçado até cinza claro esverdeado e por possuírem estratificação cruzada dos tipos tabular, tangencial na base e acanalada de pequeno a médio porte, além de estratificação e/ou laminação plano-paralela mal definida e estrutura maciça. Entre os estratos de arenito ocorrem, em menor expressão, lentes de lamitos arenosos marrom avermelhados com grânulos e seixos silicosos dispersos na matriz.

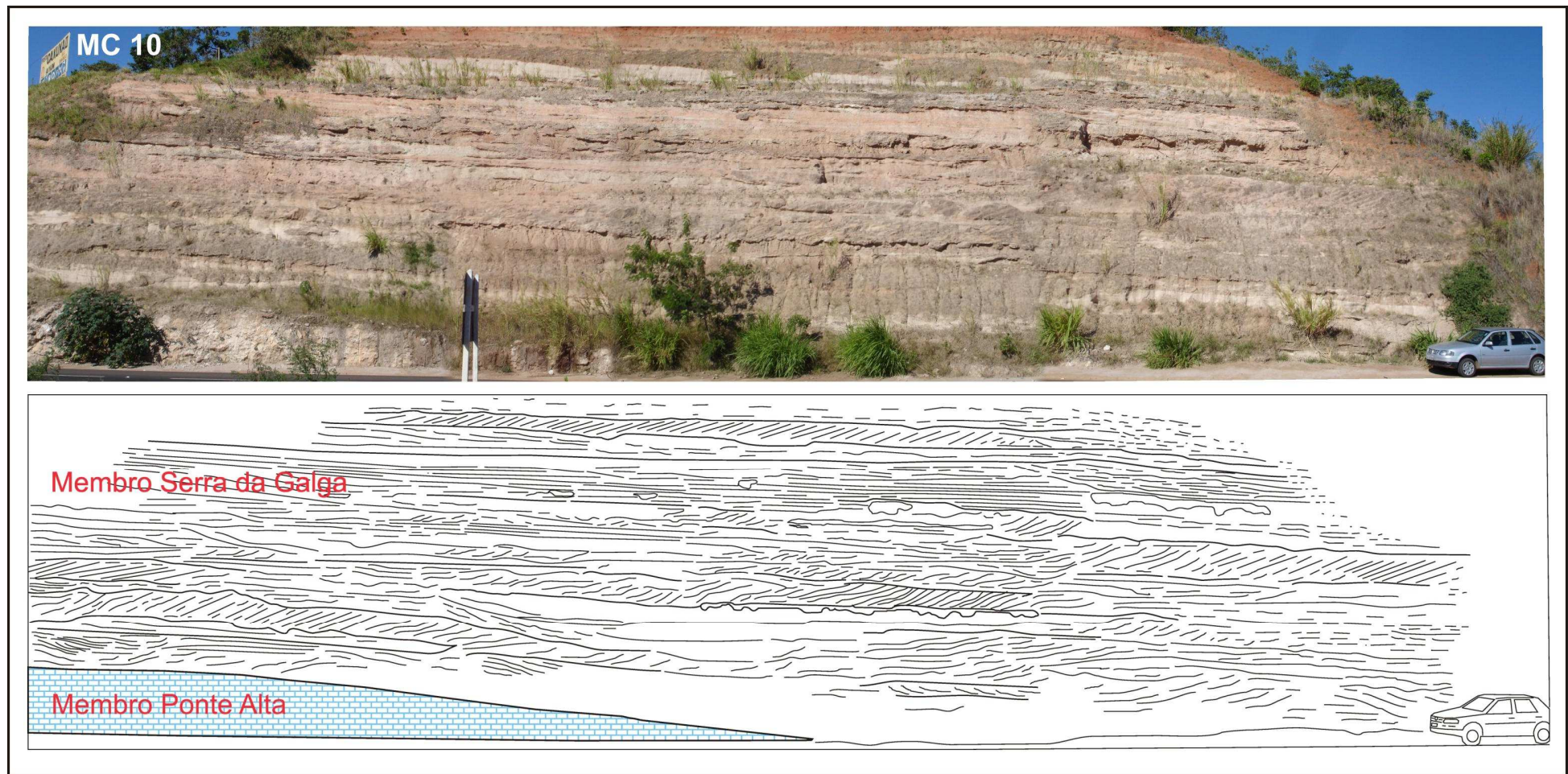


Figura 19: Exposições dos membros Serra da Galga e Ponte Alta no Triângulo Mineiro. Predomínio de arenitos com estratificação cruzada de médio porte tabular e tangencial na base e, em menor expressão, arenitos maciços, com marcas onduladas e com estratificação/laminação plano-paralela. Rodovia BR 050, km 153, Uberaba MG.

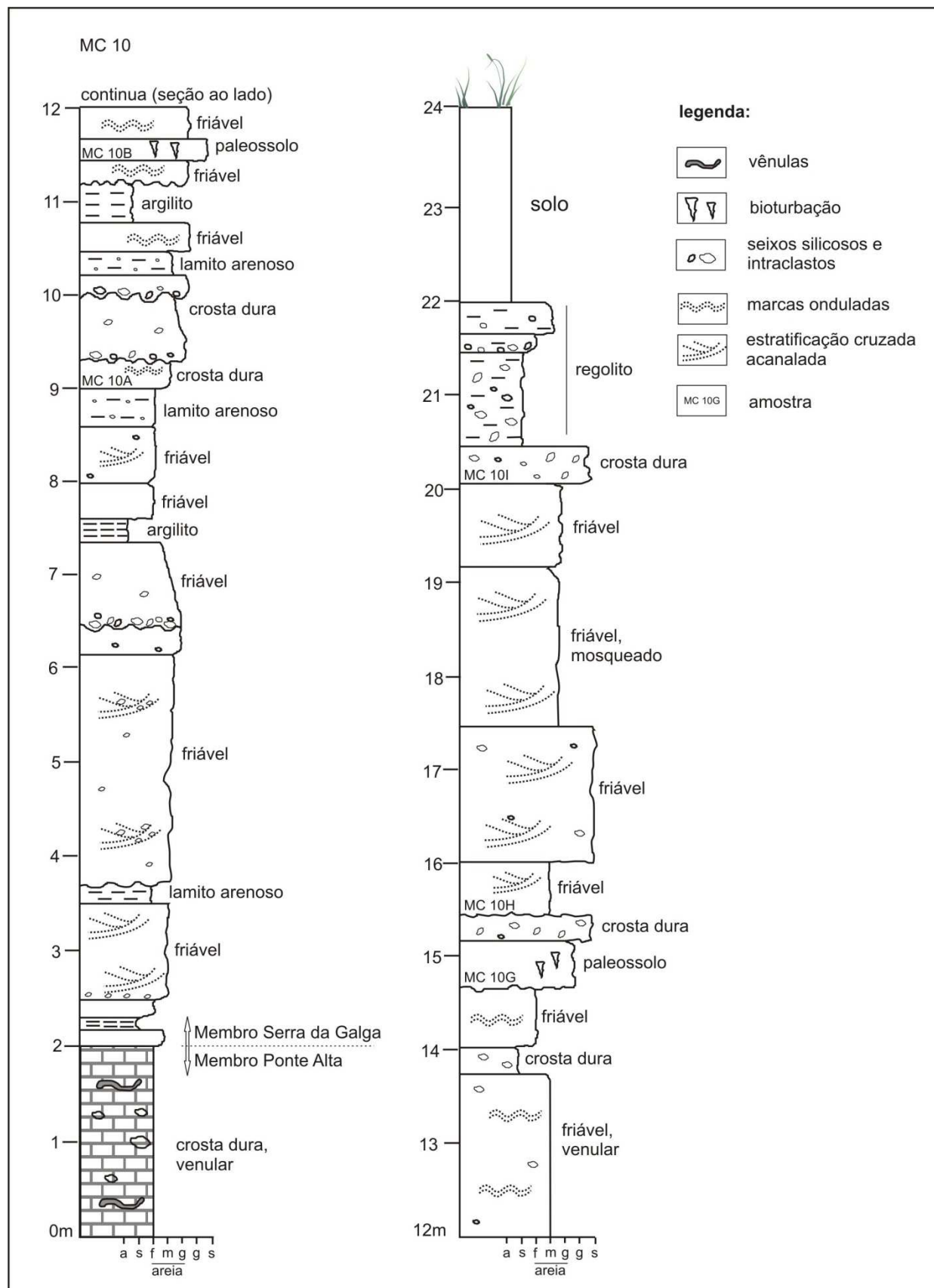


Figura 20: Seção colunar do Membro Serra da Galga em contato com o Membro Ponte Alta no Triângulo Mineiro. Predomínio de estratos de arenito médio a conglomerático com espessuras raramente superior a 2 m e associação com calcretes, horizontes de paleossolos, lamitos arenosos e argilitos. Local: MC 10, BR 050, km 153, Uberaba MG.

5.2.2 Associação faciológica Serra da Galga

O Membro Serra da Galga caracteriza-se principalmente por estratos lenticulares de arenitos amarelo esbranquiçados, maduros, finos a médios com estratificação cruzada acanalada e tangencial na base de pequeno a médio porte (*litofácies St, Sl, Sp, Se*), arenitos com laminações plano-paralelas (*Sh*) e arenitos maciços (*litofácies Sm*). Em menor expressão, ocorrem camadas de espessuras decimétricas de lamitos e lamitos arenosos de aspecto maciço (*litofácies Fm*) e conglomerados com aspecto maciço ou com estratificação cruzada mal definida (*litofácies Gm, Gt*). Horizontes de paleossolos ocorrem com frequência no Membro Serra da Galga (*litofácies P*) e caracterizam-se, sobretudo, pela existência de estruturas biogênicas, como rizólitos e tocas de dimensões centimétricas. (Quadro 6 e Fig. 21).

Quadro 6: Associação faciológica Membro Serra da Galga.

Código (Miall, 1996)	Litofácies	Forma	Estruturas sedimentares	Interpretação
St, Sl, Sp, Se, Sh	arenito amarelo esbranquiçado fino a médio imaturo e arenito conglomerático com intraclastos de calcrete retrabalhado, intraclastos pelíticos, e seixos silicosos arredondados	lenticular, raramente tabular, com limites erosivos na base, espessura centimétrica a decimétrica	estratificação cruzada de pequeno a médio porte, mal definida, tabular, acanalada, ou tangencial na base. Em menor expressão, ocorrem <i>climbings ripples</i> e laminações plano-paralelas	sistemas fluviais entrelaçados e planícies arenosas de espriamento em leques aluviais
Sm	arenito amarelo esbranquiçado fino a médio com imaturidade textural e mineralógica	estratos tabulares, até 1m de espessura, limites erosivos	maciça	depósitos de lençóis de areia e barras arenosas
Fm	lamito, lamito arenoso marrom-claro	lenticular, base côncava para cima, topo plano, espessura centimétrica e decimétrica	maciça	depósitos residuais de lagoas efêmeras e planícies de inundação
Gm, Gt	conglomerados com arcabouço constituído por seixos silicosos arredondados e geralmente sustentado por matriz arenosa	lentes irregulares de espessuras centimétricas e estratos delgados de superfícies erosivas	maciça, clastos imbricados acompanhando o mergulho dos estratos	depósitos residuais de escoamento superficial aquoso e pavimentos de deflação
P	carbonatos	horizontes de espessuras decimétricas e geralmente limitados por superfícies erosivas	nódulos, concreções e bioturbações (tocas e rizólitos)	horizontes de paleossolos

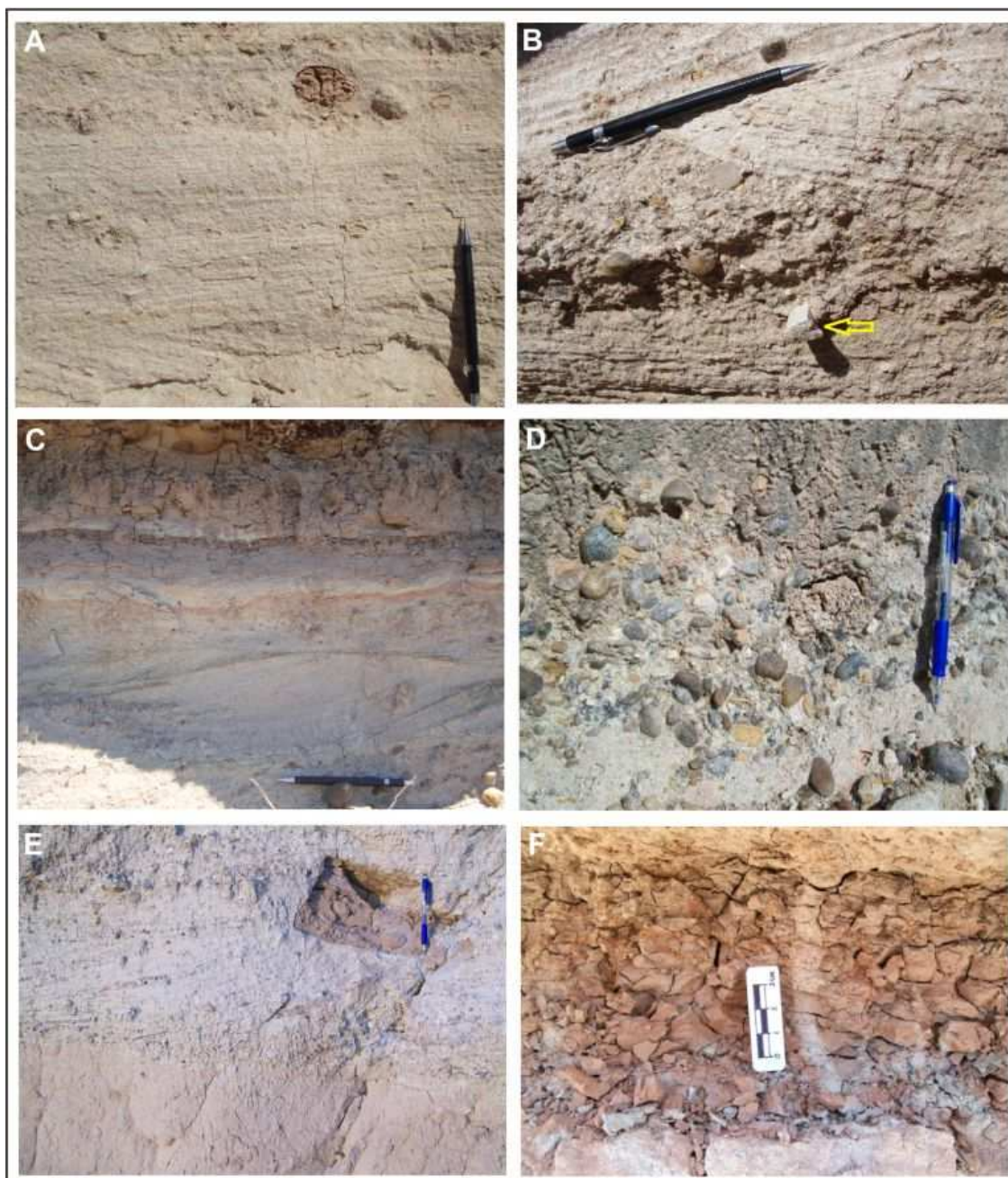


Figura 21: Litofácies do Membro Serra da Galga. (A) Arenito com estratificação cruzada tabular e laminação plano-paralela. (B) Arenito conglomerático com estratificação cruzada acanalada e fragmento fóssil de vertebrado (seta amarela). (C) Arenito com estrutura sigmoide e passagem gradual para lamito de aspecto maciço. (D) Conglomerado sustentado por matriz arenosa. (E) Arenito maciço em contato erosivo com arenito conglomerático com estratificação cruzada acanalada. (F) Lamito maciço bioturbado.

5.2.3 Tipos de calcretes

O material hospedeiro dos calcretes do Membro Serra da Galga corresponde principalmente às litofácies arenosas (Sm, St, Sp, Se, Sh), geralmente associadas a paleossolos (P), e, em menor expressão, às litofácies conglomeráticas (Gm, Gt) e pelíticas (Fm). Os calcretes apresentam-se na forma de estratos lenticulares de espessuras decimétricas com passagem gradual ou brusca (Fig. 22).

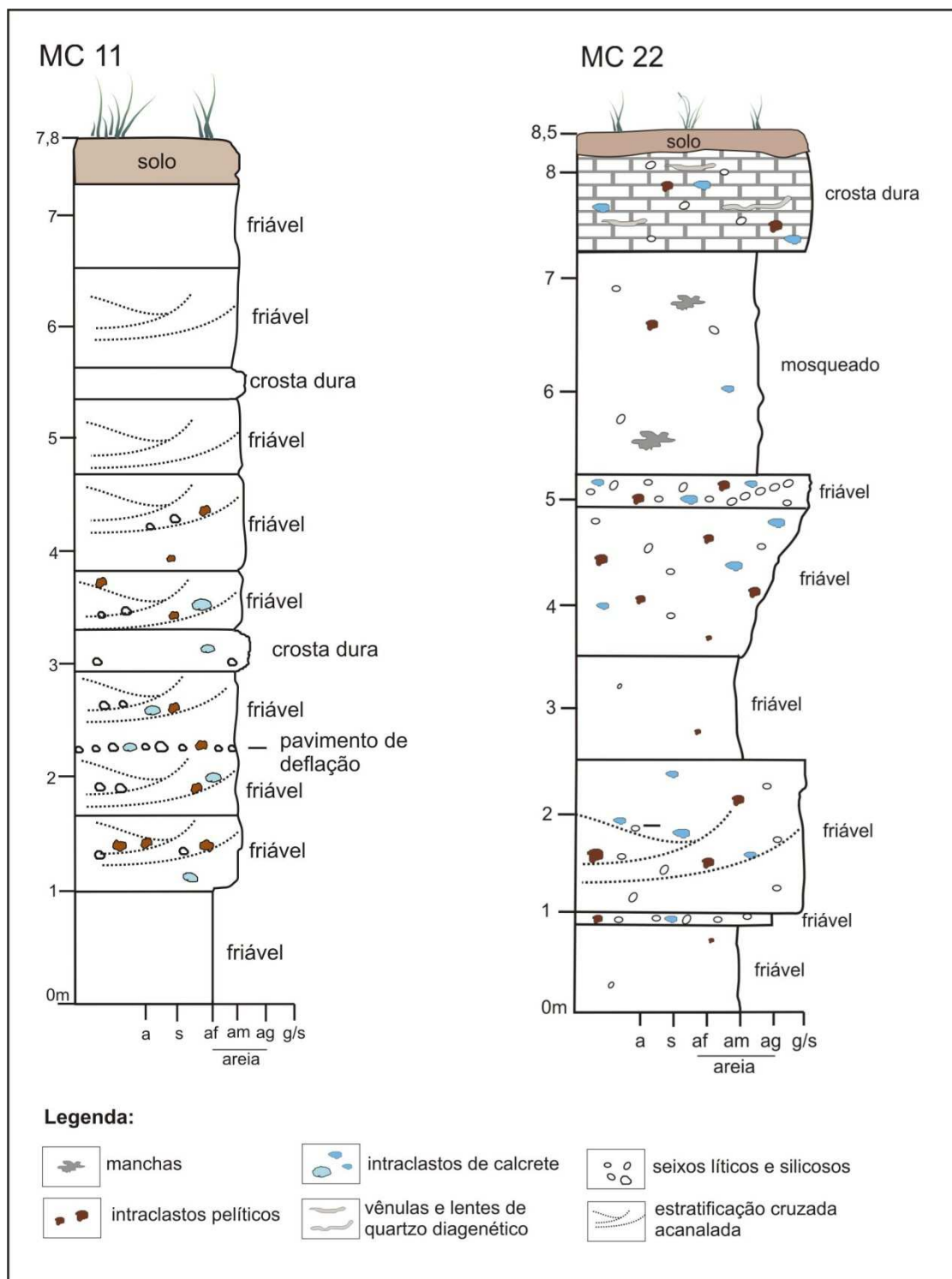


Figura 22: Seções colunares do Membro Serra da Galga onde se observam calcretes em material hospedeiro essencialmente siliciclástico arenoso médio a grosso.

A descrição dos diferentes tipos de calcretes encontrados no Membro Serra da Galga está sintetizada (Quadro 7) e ilustrada (Fig. 23). A referida descrição tem como referência a classificação adotada nos modelos ideais de calcretes pedogenéticos de Esteban & Klappa (1983) e Wright (2007).

Quadro 7: Caracterização dos tipos de calcretes do Membro Serra da Galga

tipo	caracterização
pulverulento ou friável	caracteriza-se por cimentação carbonática incipiente, conferindo fácil desagregação mecânica e preservação de estruturas sedimentares, como a estratificação cruzada tabular (Fig. 23 A).
venular	ocorre sobretudo com o tipo crosta dura. As vênulas são de composição carbonática, têm espessuras milimétricas, formas irregulares e geralmente têm distribuição horizontal a sub-horizontal (Fig. 23 B).
mosqueado	ocorre em conjunto com os demais tipos de calcrete e é caracterizado pela presença de manchas esbranquiçadas ou avermelhadas (Fig. 23 C).
crosta dura ou maciço	tem ocorrência mais restrita. A intensa cimentação carbonática confere o predomínio de tonalidade branca ao calcrete. Foram observadas fraturas diagenéticas (falsa brecha) atribuídas ao desenvolvimento de calcita <i>displacive</i> e formação de vênulas de composição carbonática ou silicosa (Fig. 23 D).

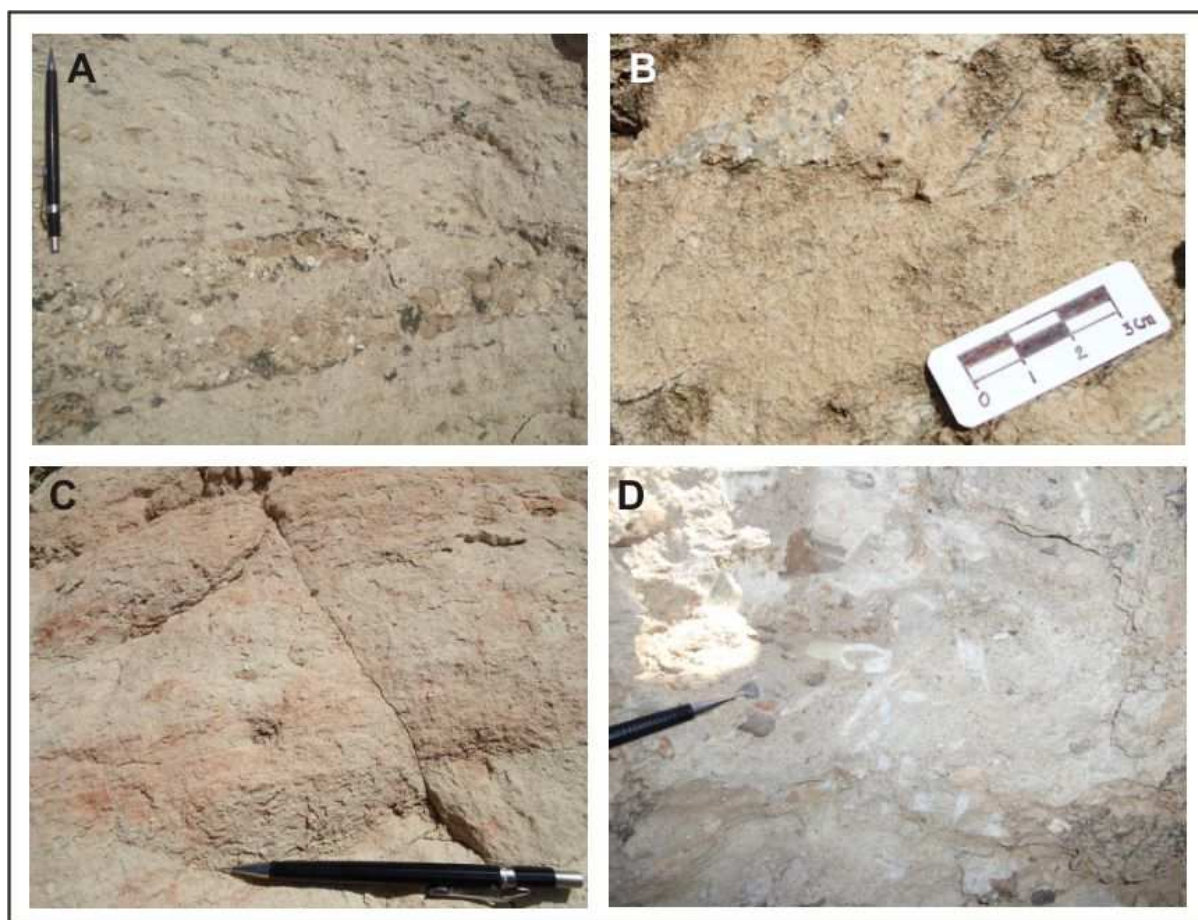


Figura 23: Tipos de calcretes do Membro Serra da Galga. (A) Calcrete friável em arenito conglomerático com estratificação cruzada tabular e com intraclastos pelíticos e de calcrete retrabalhado. Local: MC 11. (B) Calcrete venular em arenito de aspecto maciço. Local: MC 10. (C) Calcrete mosqueado em arenito com laminação plano-paralela mal definida. Local: MC 10. (D) Calcrete crosta dura em arenito conglomerático de aspecto maciço. No centro, observa-se fragmento de osso fossilizado de vertebrado. Local: MC 10.

5.2.4 Caracterização petrográfica

As petrofácies do Membro Serra da Galga identificadas em microscopia óptica são do tipo friável, venular, mosqueada e crosta dura e encontram-se sintetizadas (Quadro 8) e ilustradas (Fig. 24).

O material hospedeiro do calcrete é essencialmente arenoso de composição quartzosa e granulação predominante média com grãos arredondados a subarredondados e esfericidade geralmente alta. A maturidade mineral do arenito é denotada pela presença não superior a 10% no arcabouço de feldspato potássico, plagioclásio e minerais pesados, sobretudo, granada e estauroilita. Além disso, observou-se aumento na proporção de quartzo policristalino (40% em relação ao quartzo monocristalino) de granulação areia grossa a muito grossa e clastos líticos, geralmente de quartzitos, quando comparado com as petrofácies mais interiores do Membro Echaporã.

Quadro 8: Caracterização de petrofácies de calcretes do Membro Serra da Galga.

petrofácies	caracterização
friável	caracteriza-se pela cimentação carbonática incipiente do arcabouço siliciclástico, conferindo o predomínio de espaços intergranulares vazios ou de porosidade primária (Fig. 24 A). Pode ocorrer em comum com a petrofácies de calcrete mosqueado.
mosqueada	ocorre em conjunto com as demais petrofácies de calcrete e é caracterizada pela presença de manchas. Observou-se que o aspecto “manchado” desta petrofácies está associado com o desenvolvido localizado e mais intenso da cimentação carbonática ou com processos de descoloração por lixiviação da matriz e do óxi-hidróxido de ferro.
venular	pode ocorrer em associação com qualquer petrofácies de calcrete. As vênulas geralmente são de calcita espática ou micrita, têm distribuição irregular e espessuras submilimétricas (Fig. 24 B).
crosta dura ou maciço	caracteriza-se, sobretudo, por arcabouço imerso em matriz/cimento carbonático e quartzo com bordas corroídas e/ou fraturados por calcita <i>displacive</i> , além de processos de substituição parcial do arcabouço siliciclástico por calcita (Fig. 24 C, D). A porosidade, apesar de menor expressão, geralmente é de origem secundária e está relacionada com a dissolução parcial do cimento carbonático.

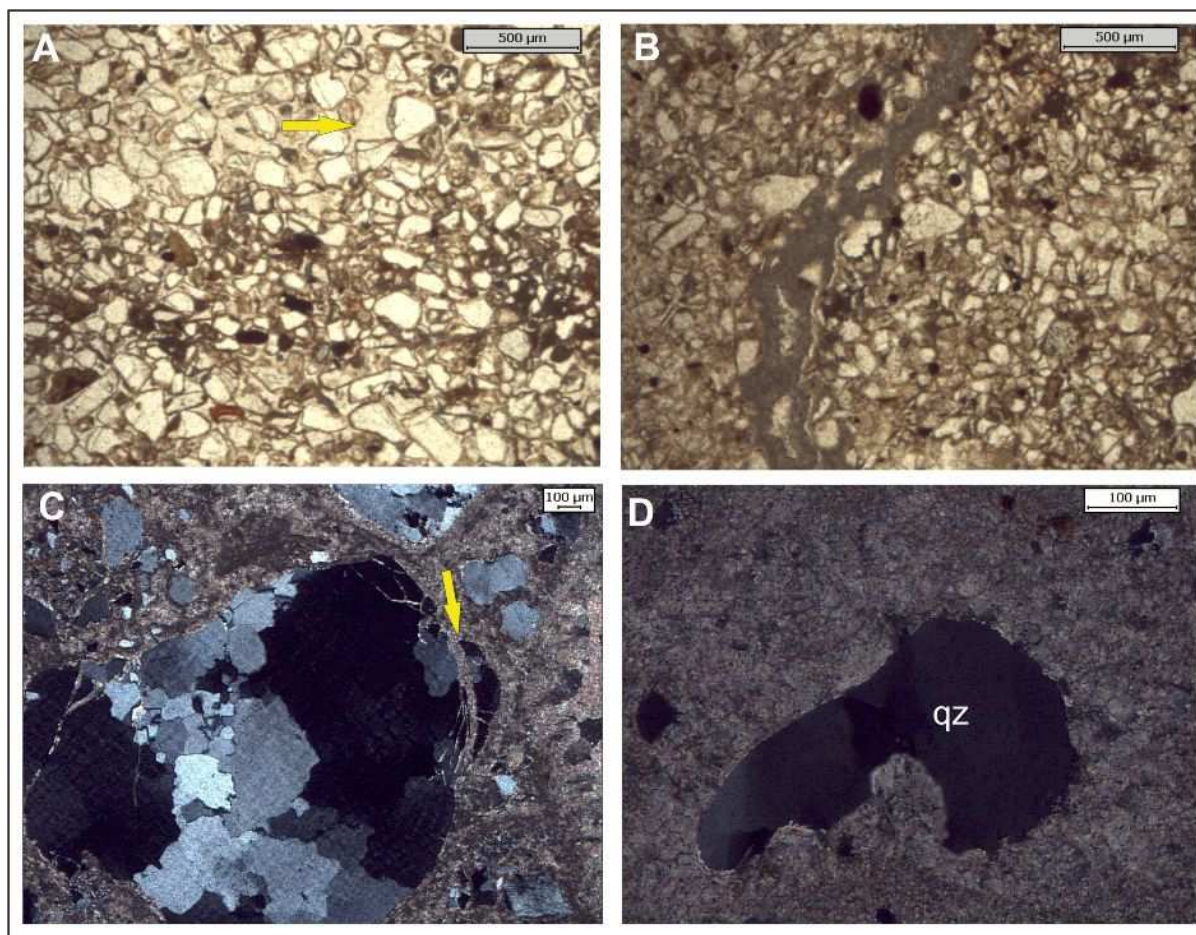


Figura 24: Fotomicrografias de calcretes do Membro Serra da Galga em material siliciclástico arenoso. (A) Calcrete friável com porosidade intergranular (seta amarela) em associação com calcrete tipo mosqueado. Polarizadores descruzados. Local: MC 10. (B) Calcrete venular com desenvolvimento de vênula de calcita micrítica com espessura submilimétrica. Polarizadores descruzados. Local: MC 10. (C) Calcrete crosta dura em arenito com imaturidade textural. Observa-se grão de quartzo policristalino fraturado por calcita *displacive* (seta amarela). Polarizadores cruzados. Local: MC 10. (D) Detalhe de quartzo monocrystalino de granulação média imerso em micrita e parcialmente substituído por carbonato. Polarizadores cruzados. Local: MC 10.

Nos calcretes do Membro Serra da Galga, a associação de microtexturas alfa caracteriza-se, sobretudo, por quartzo com bordas corroídas, substituição parcial do arcabouço silicático por carbonato, fraturas circungranulares e grãos silicáticos imersos em matriz/cimento micrítico. A associação de microtexturas tipo beta foi identificada principalmente no interior de intraclasto de calcrete retrabalhado onde se observaram pelotilhas, auréolas de calcita espática em clastos silicosos (Fig. 25) e clastos com coberturas micríticas.

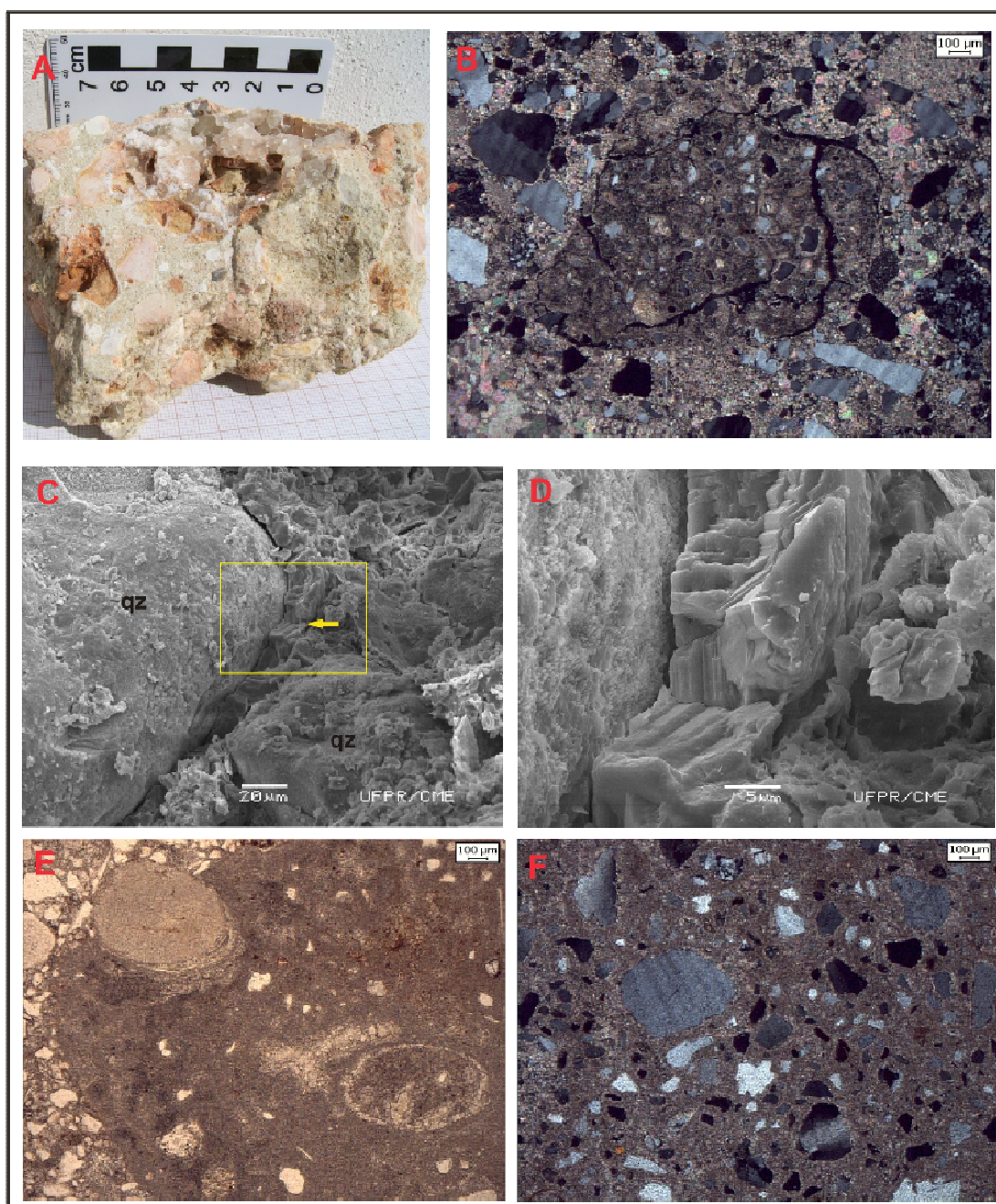


Figura 25: Fotomicrografias de calcretes do Membro Serra da Galga com associações de microtexturas alfa e beta. (A) Amostra de calcrete com intraclastos de calcrete retrabalhado. Amostra: MC 10f. (B) Calcrete com dois contextos distintos: (i) no centro, calcrete retrabalhado com fraturas circungranulares, areia quatzosa fina com coroas de calcita e matriz/cimento micrítico; (ii) no entorno, arcabouço de areia quatzosa média, sem coroas de calcita e com cimento espático. Polarizadores cruzados. (C) Imagem de MEV do intraclasto de calcrete retrabalhado onde se observa a relação do arcabouço com o cimento carbonático. (D) Detalhe do quartzo com superfície corroída e da coroa de calcita espática com cerca de 10µm de espessura. (E) Pelotilhas (microfósseis de ostracode?) no interior e na borda de intraclasto de calcrete retrabalhado. Polarizadores descruzados. Local: MC 10. (F) Grãos silicáticos com bordas corroídas e imersos em matriz micrítica. Polarizadores cruzados. Local: MC 10.

5.2.5 Autigênese de argilominerais

Em estudo petrográfico, a partir de seção delgada de calcrete friável do Membro Serra da Galga, região de Uberaba (MG), verificou-se que o material hospedeiro do

calcrete é arenito com imaturidade textural e mineral onde se observa a presença de grãos silicáticos imersos em matriz argilosa e cimento carbonático (Fig. 26 A, B). Na análise por microscopia eletrônica de varredura, as fotomicrografias indicam película de argilomineral autigênico do grupo da esmectita encobrindo grãos silicáticos (Fig. 26 C, D). Além disso, observou-se processo de substituição parcial de areia quartzosa com desenvolvimento de carbonato com forma em paliçada (Fig. 26 E, F).

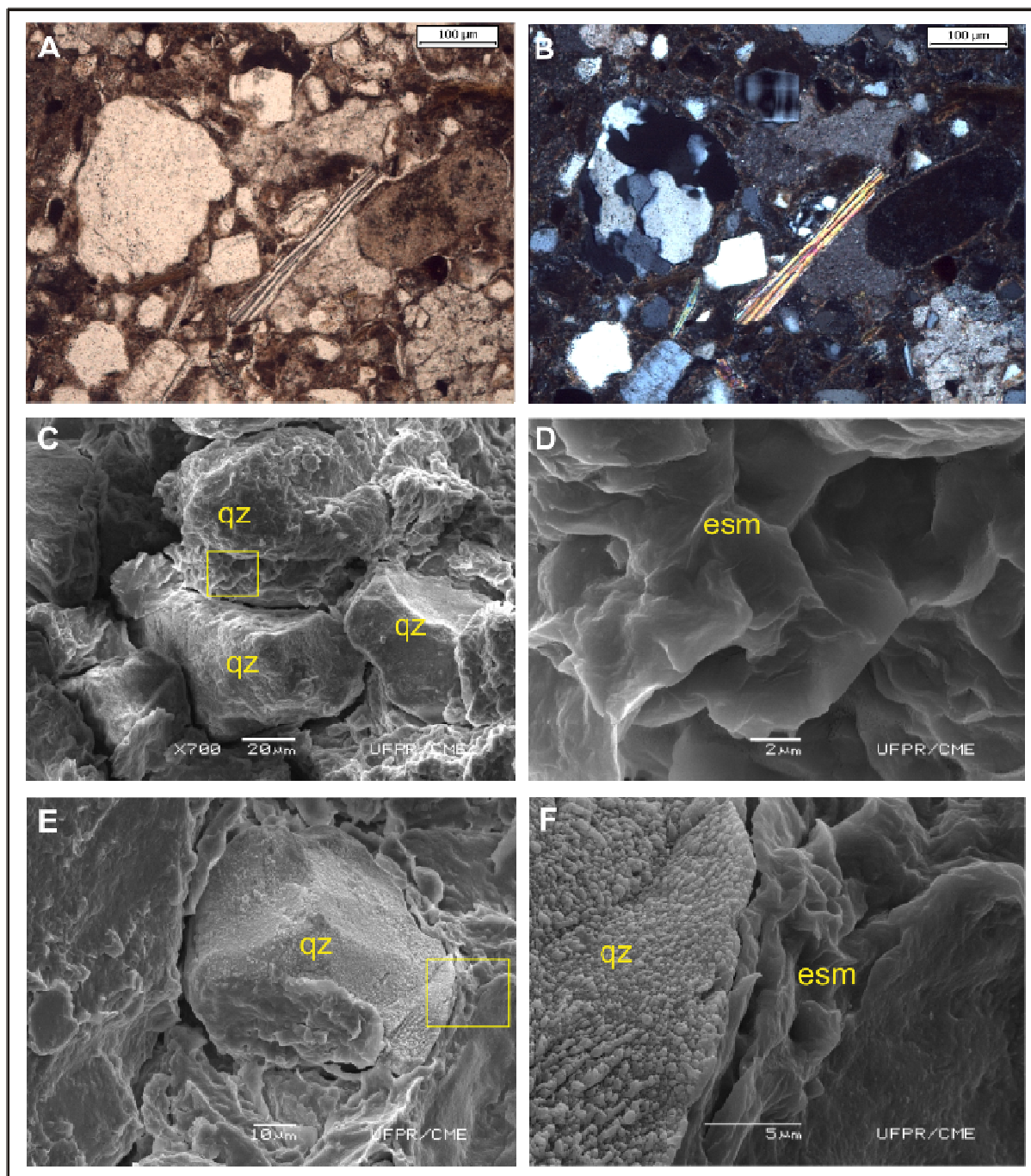


Figura 26: Desenvolvimento de esmectita autigênica em calcrete friável do Membro Serra da Galga. (A, B) Fotomicrografias de calcrete friável com matriz argilosa. Polarizadores descruzados e cruzados respectivamente. (C, D) Imagens de MEV da referida amostra indicam películas de argilomineral autigênico do grupo da esmectita encobrindo grãos de quartzo. (E, F) Imagens de MEV mostrando possível processo de substituição mineral. Detalhe da superfície do quartzo com feição de corrosão e presença de esmectita autigênica. MC 10, Uberaba MG.

5.3 Membro Ponte Alta

O Membro Ponte Alta tem ocorrência descontínua e restrita no Triângulo Mineiro. Conforme Suguio *et al.* (1975), a unidade tem espessuras entre 10 e 20 m. No presente estudo, em descrição de furos de sondagem da mineradora *Calcários Triângulo*, constatou-se que a espessura pode ser maior, porém, não foi possível especificar a espessura total máxima. As maiores exposições da unidade ocorrem em frentes de lavra da rocha, onde se estimaram espessuras superiores a 20 m. Bons exemplos estão no município mineiro de Ponte Alta e, no distrito de Peirópolis, na antiga Pedreira do Lajeado, ambas abandonadas. Grande exposição ocorre, sobretudo em Uberlândia (MG), na área de exploração da mineradora *Calcários Triângulo*, em atividade há décadas (Fig. 27).

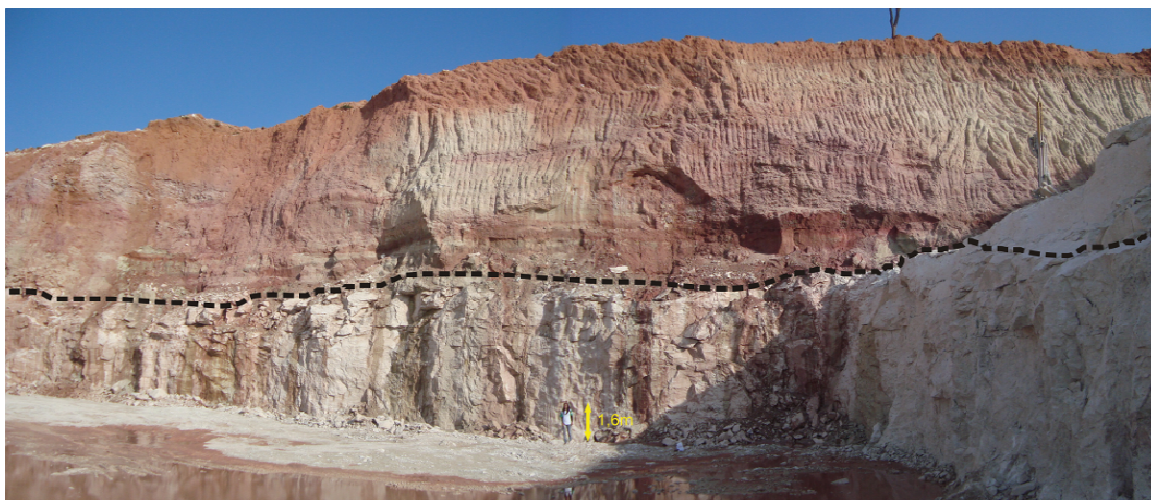


Figura 27: Frente de lavra no Membro Ponte Alta. Na parte superior da exposição, observa-se capa marrom avermelhada de alteração superficial pedogenética, característica esta típica de rochas com cimento carbonático. Local: *Calcários Triângulo*, MC 09, Uberlândia MG.

O Membro Ponte Alta tem contato brusco na base e no topo com o Membro Serra da Galga. Em extensão, o contato é interdigitado. Segundo Fernandes (2004), o Membro Ponte Alta constitui corpos de aspecto tabular com intensa cimentação carbonática. Estes corpos são internos ao Membro Serra da Galga, conforme exemplificado na carta cronolitoestratigráfica anteriormente observada (Fig. 10).

5.3.1 Caracterização litológica

Na presente pesquisa, verificou-se que a definição dos litotipos que compõem o Membro Ponte Alta é dificultada pela complexa relação de contato entre as litofácies. Geralmente, os contatos entre os litotipos são sinuosos, amalgamados e graduais (Fig. 28). Esta característica diverge do padrão tabular e/ou lenticular dos membros Echaporã e Serra da Galga.

Em escala mesoscópica, as litofácies são diferenciadas principalmente pela cor, granulação e composição do arcabouço. As estruturas sedimentares sindeposicionais são pouco frequentes e aparentes nesta unidade. A intensa cimentação carbonática e o crescimento de calcita *displacive* tendem à dissolução parcial ou total do arcabouço siliciclástico e à destruição das estruturas sedimentares, respectivamente, o que dá um aspecto maciço à rocha. Contudo, foram observadas em campo estratificações plano-paralelas ou de baixo ângulo e estratificações cruzadas de médio porte tangenciais na base, ambas mal definidas e em arenitos conglomeráticos. Estas últimas são evidenciadas principalmente pela orientação de seixos líticos e silicosos acompanhando a estratificação.

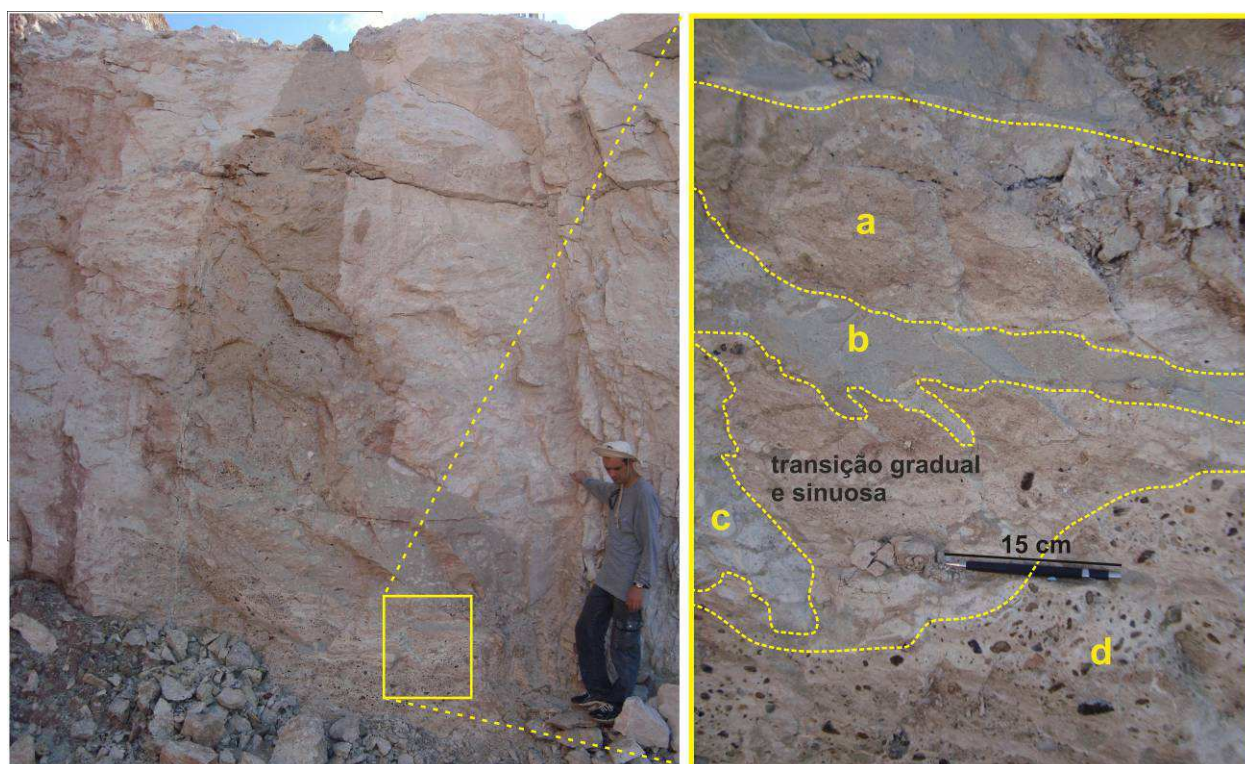


Figura 28: Relações de contatos entre litotipos de calcrete crosta dura do Membro Ponte Alta. (a) Arenito médio de aspecto maciço; (b) veios de arenito fino cinza-esverdeado com matriz/cimento de lama carbonática; (c) falsa-brecha carbonática em contato sinuoso com o arenito maciço; (d) arenito conglomerático com seixos silicosos imersos em matriz arenosa e com contato mal definido e sinuoso. Local: *Calcários Triângulo*, MC 09, Uberlândia MG.

5.3.2 Associação faciológica Ponte Alta

As rochas que compõem a unidade Ponte Alta são arenitos finos a médios de aspecto maciço (litofácies Sm), arenitos conglomeráticos e, em menor proporção, conglomerados com matriz arenosa maciços ou com estratificação cruzada de médio porte, mal definida e tangencial na base (litofácies Gm, Gt) (Quadro 9).

Quadro 9: Associação faciológica Membro Ponte Alta.

Código (Miall, 1996)	Litofácies	Forma	Estruturas sedimentares	Interpretação
Sm	arenito branco, bege e verde esbranquiçados fino a médio com imaturidade textural e mineral	estratos tabulares e maciços com exposições de 10m de espessura	maciça	depósitos de lençóis de areia e barras arenosas de rios entrelaçados
Gm, Gt	conglomerados com arcabouço constituído por seixos silicosos arredondados e intraclastos de calcrete retrabalhados, geralmente sustentados por matriz arenosa	lentes irregulares de espessuras centimétricas e estratos delgados de superfícies erosivas	maciça, estratificação cruzada de médio porte, clastos imbricados acompanhando o mergulho dos estratos	pavimentos de deflação eólica, retrabalhamento por enxurradas e fluxos em lençol

Esta associação faciológica corrobora a proposta de Fernandes (1998) quando ponderou que, desconsiderando-se o grau de cimentação carbonática, há grande similaridade entre as litofácies dos membros Ponte Alta e Serra da Galga. Assim, defendeu um mesmo sistema deposicional para as duas associações. Posteriormente, as rochas teriam sido diferenciadas pela formação de corpos de aspecto maciço de calcretes bem desenvolvidos por águas subterrâneas.

5.3.3 Tipos de calcretes

O material hospedeiro dos calcretes do Membro Ponte Alta corresponde principalmente à litofácies arenosa (Sm) e, em menor expressão, às litofácies conglomeráticas (Gm, Gt). Os calcretes descritos em frentes de lavra, além de testemunhos de sondagens, são classificados como crosta dura e apresentam associações com os tipos: venular, nodular, falsa-brecha e mosqueado (Fig. 29).

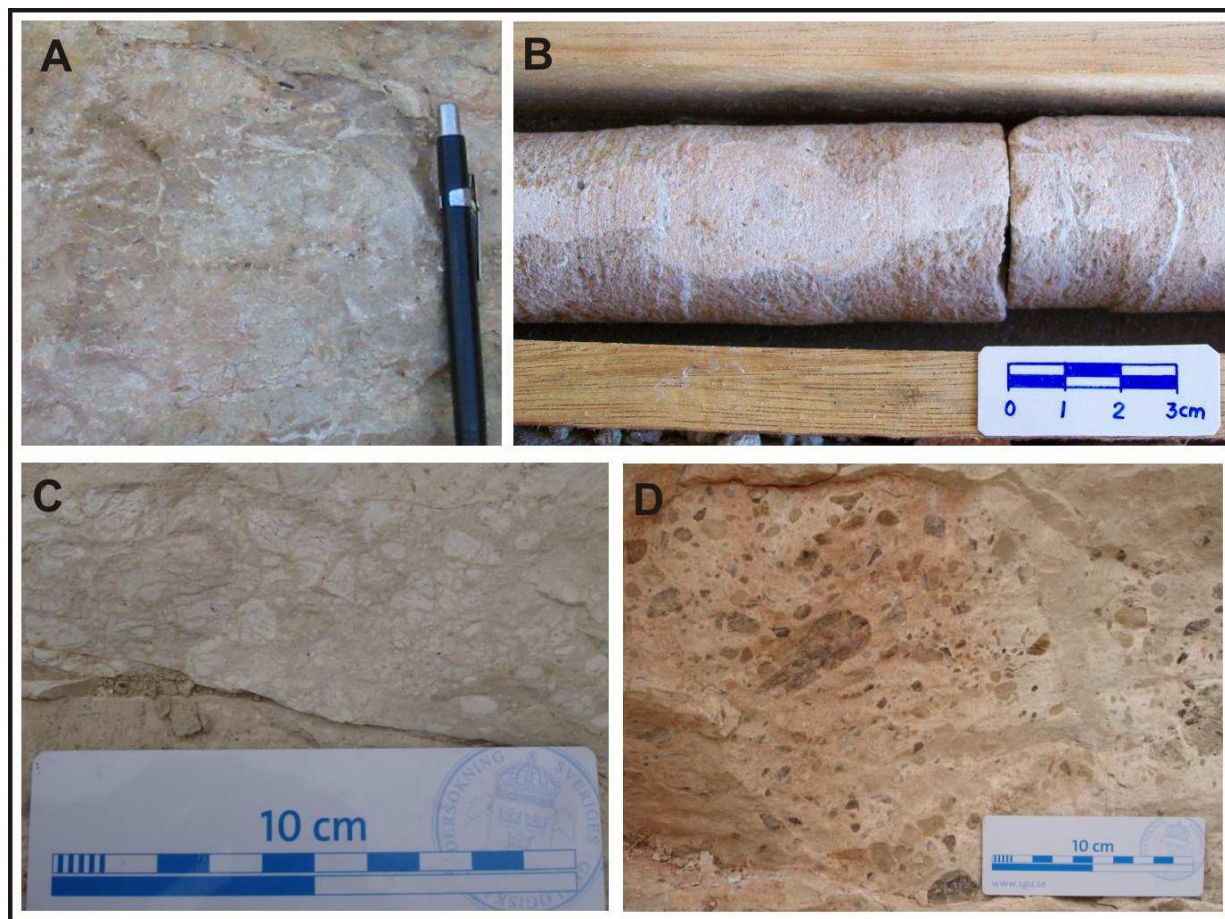


Figura 29: Tipos de calcrete do Membro Ponte Alta. (A) Calcrete venular em associação com calcrete crosta dura. (B) Calcrete nodular em testemunho de sondagem onde se observa nódulo verticalizado com feições de coalescência. (C) Falsa-brecha desenvolvida em matriz carbonática. (D) Calcrete mosqueado identificado pela presença localizada de manchas avermelhadas em arenito conglomerático. Local: MC 09, Uberlândia (MG).

5.3.4 Caracterização petrográfica

O Membro Ponte Alta caracteriza-se, ainda, pelo desenvolvimento de petrofácies de calcrete laminar, mosqueado, pisolítico, falsa-brecha e venular, ambas em comum associação com o calcrete crosta dura ou maciço (Quadro 10 e Fig. 30).

A partir da análise por microscopia óptica observou-se que estas petrofácies ocorrem, sobretudo, em material hospedeiro arenoso essencialmente quartzoso, mal selecionado, granulação fina a grossa com grãos arredondados a subarredondados e de esfericidade geralmente alta. Apesar do predomínio de quartzo monocristalino e policristalino no arcabouço, com frequência ocorrem clastos líticos, intraclastos pelíticos e intraclastos de calcrete retrabalhado, feldspato potássico, muscovita e plagioclásio inalterados.

Quadro 10: Caracterização de petrofácies do Membro Ponte Alta em associação com o calcrete crosta dura ou maciço.

petrofácies	caracterização
laminar	caracteriza-se pelo desenvolvimento de lâminas de micrita com espessuras submilimétricas, micro-onduladas e geralmente com distribuição horizontal a sub-horizontal (Fig. 30 A)
pisolítico	petrofácies identificada por pisoides nucleados por quartzo detrítico ou intraclastos pelíticos encobertos por micrita com estruturas concêntricas (Fig. 30 B)
falsa-brecha	o desenvolvimento de calcita <i>displacive</i> fratura intraclastos pelíticos e de calcrete retrabalhado (Fig. 30 B), além do arcabouço siliciclástico
venular	é caracterizada pelo desenvolvimento de vênulas de calcita espática em matriz/cimento micrítico, têm formas sinuosas e espessuras submilimétricas (Fig. 30, C). No entanto, nestes calcretes intensamente cimentados, as vênulas podem ser de composição silicosa
mosqueado	o aspecto “manchado” desta petrofácies está associado à presença localizada de matriz argilosa imersa no cimento micrítico e/ou desenvolvimento de microvênulas de óxi-hidróxido de ferro (Fig. 30 D)

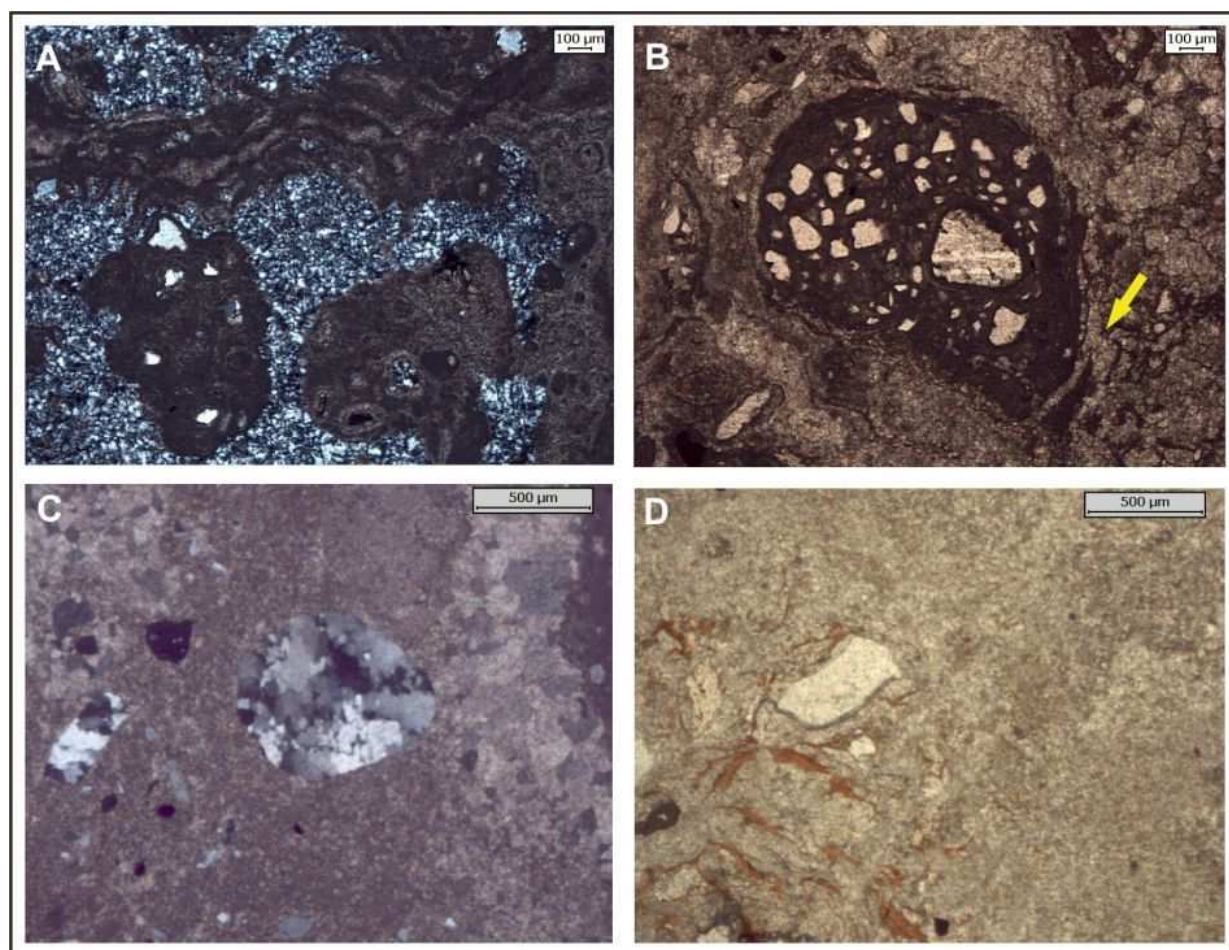


Figura 30: Fotomicrografias de calcrete crosta dura do Membro Ponte Alta. (A) Calcrete laminar em associação com calcedônia diagenética. Polarizadores cruzados. Local: MC 09. (B) Calcrete pisolítico e falsa-brecha (seta amarela). Polarizadores descruzados. Local: MC 09. (D) Calcrete venular com vênula de calcita espática de espessura submilimétrica (à direita). Polarizadores cruzados. Local: MC 09. (D) Calcrete mosqueado caracterizado por concentrações localizadas de óxi-hidróxido de ferro (à esquerda). Polarizadores descruzados. Local: MC 28.

No Membro Ponte Alta, as petrofácies com associação de microtexturas alfa são predominantes e caracterizam-se frequentemente por apresentar arcabouço siliciclástico e/ou intraclastos pelíticos ou de calcarete retrabalhado imersos em matriz micrítica e cristais de calcita com feições de dissolução parcial (Fig. 31 A, B).

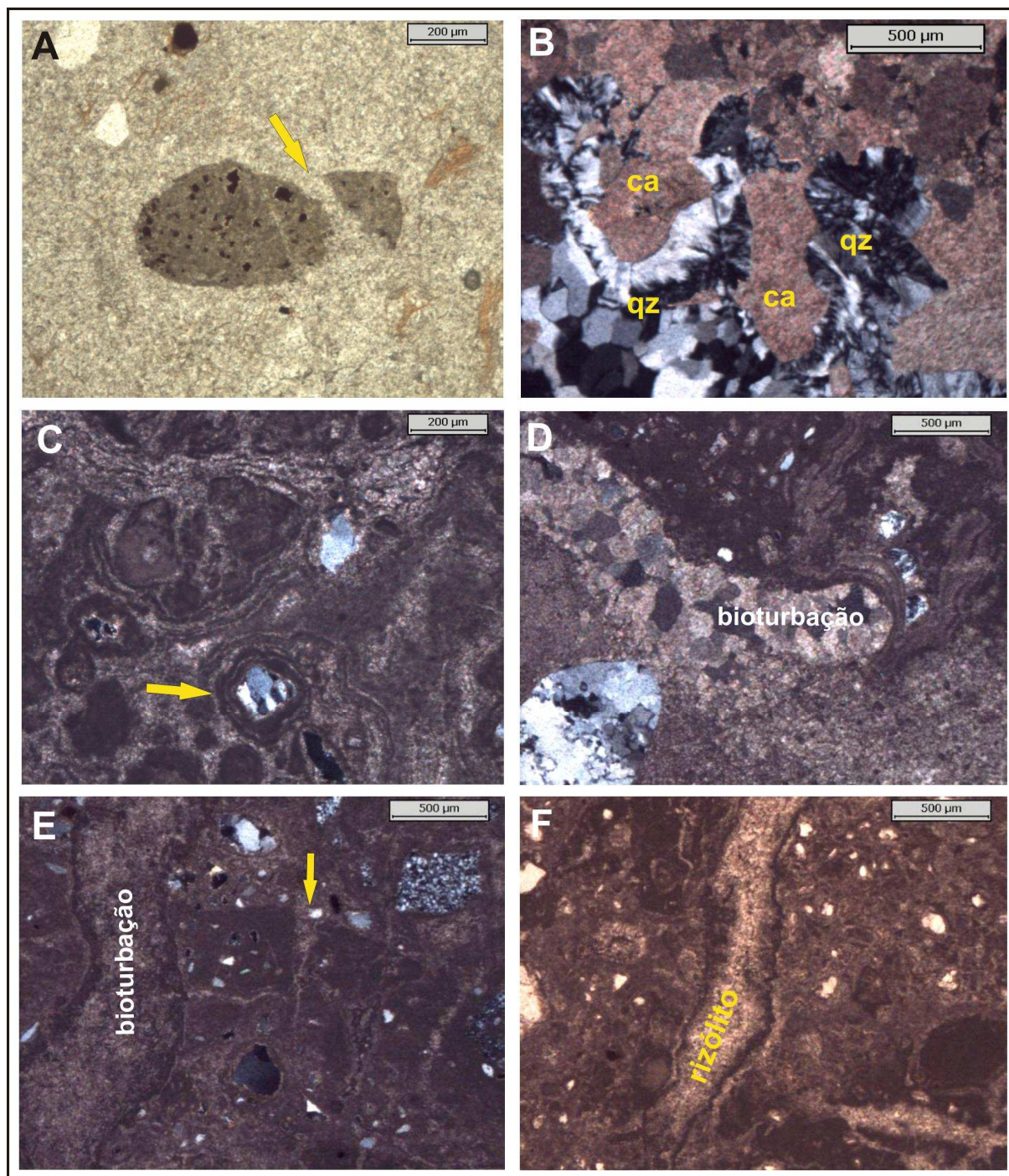


Figura 31: Fotomicrografias de associações de microtexturas alfa e beta, além de feições pedogenéticas no calcarete crosta dura do Membro Ponte Alta. (A) Intraclasto de calcarete retrabalhado rompido e imerso na micrita. Polarizadores descruzados. Local: MC 28. (B) Cristais de calcita com feições de dissolução parcial e preenchimento da porosidade secundária por quartzo diagenético. Polarizadores cruzados. Local: MC 09. (C) Grão silicático com cobertura micrítica. Polarizadores cruzados. Local: MC 09. (D) Bioturbação preenchida por calcita espática. Polarizadores cruzados. (E) Na porção esquerda da fotomicrografia, provável bioturbação e na porção central, observa-se fraturamento por desidratação do material pelito-arenoso. Polarizadores cruzados. (F) Estrutura verticalizada com afunilamento para a base sugere um rizólito. Polarizadores descruzados. Local: MC 09.

Ainda na associação microtextural alfa, é comum a presença de grãos silicáticos corroídos e dispersos na matriz, processos de substituição parcial do arcabouço silicático, geralmente quartzo por calcita, fraturas circungranulares e desenvolvimento de falsa-brecha por calcita *displacive*.

A associação de microtexturas tipo beta caracteriza-se principalmente por grãos silicáticos e intraclastos de composição pelítica ou de calcrete retrabalhado com coberturas micríticas (Fig. 31 C). Além disso, no Membro Ponte Alta foram encontradas feições pedogenéticas microscópicas como *pedotubos* e *peds* (Fig. 31 D, E, F).

5.3.5 Quartzo autigênico diagenético

Análise petrográfica de seções delgadas de calcretes da Formação Marília indicou que o quartzo secundário, de origem diagenética, ocorre com frequência no Triângulo Mineiro, ou mais precisamente, em estreita relação com os calcretes intensamente cimentados do Membro Ponte Alta.

O quartzo diagenético é mais frequente na forma de calcedônia de hábito fibroso ou criptocristalino no interior de poros de contornos sinuosos oriundos da dissolução parcial do cimento carbonático (Fig. 32 A, B) e na forma de vênulas de espessuras submilimétricas a centimétricas. Em ambos os casos, geralmente há uma evolução do cimento silicoso que preenche o poro, com a passagem das bordas para o centro de calcedônia fibrorradiada para a forma criptocristalina e até o desenvolvimento de “megaquartzo” (Fig. 32 C, D).

Além da existência de quartzo secundário diagenético em análise por microscópio petrográfico junto aos calcretes do Membro Ponte Alta, foram observados estratos tabulares de silcretes com até 1 m de espessura na Formação Marília, entre os municípios de Uberaba e Uberlândia (MG). Estes estratos encontram-se no interior de horizontes de paleossolos e arenitos quartzosos texturalmente imaturos do Membro Serra da Galga e caracterizam-se, principalmente, por apresentarem limites bruscos e horizontais (Fig. 33).

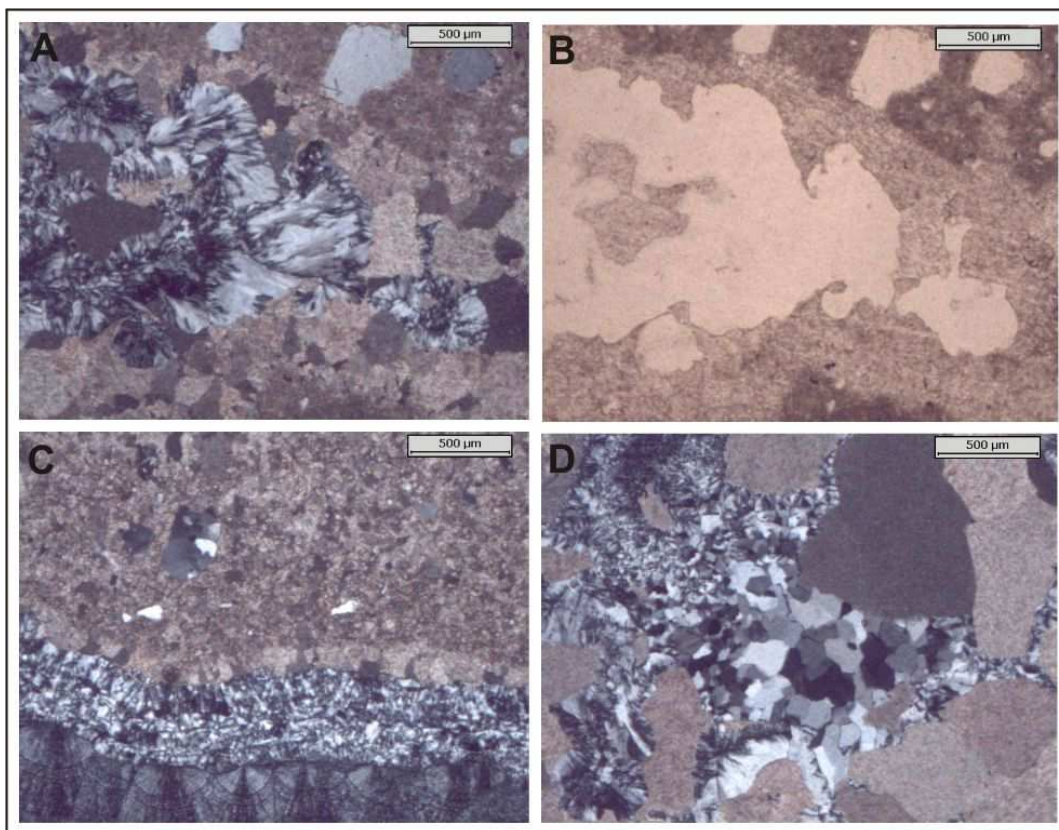


Figura 32: Desenvolvimento de quartzo diagenético em calcrete crosta dura do Triângulo Mineiro. (A, B) Vênula de calcita espática em associação com calcedônia diagenética. Polarizadores cruzados e descruzados, respectivamente. Local: MC 09. (C) Vênula de composição silicosa com desenvolvimento de calcedônia fibrorradiada com passagem brusca para calcedônia criptocristalina. Polarizadores cruzados. Local: MC 09. (D) Porosidade secundária por dissolução da calcita espática e preenchimento por quartzo diagenético com três estágios de desenvolvimento: calcedônia fibrorradiada, calcedônia criptocristalina e quartzo na forma monocristalina com cristais de até 200µm. Polarizadores cruzados. Local: MC 09.

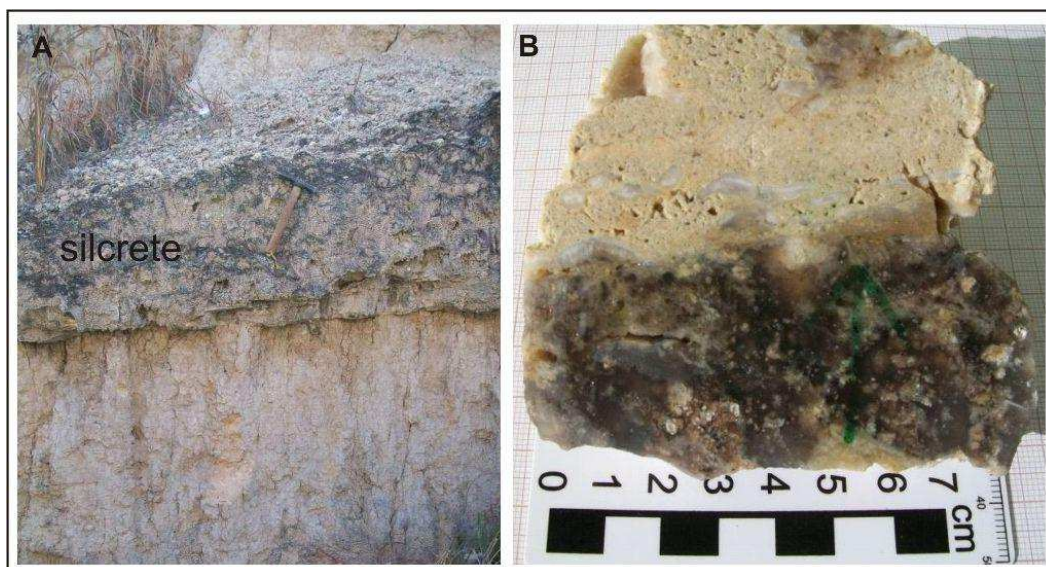


Figura 33: Camada de quartzo diagenético ou silcrete em perfil de paleossolo da Formação Marília na região de Uberaba (MG). (A) Silcrete de aspecto maciço com limites bruscos e forma tabular com espessura em torno de 60 cm. (B) Detalhe do silcrete em amostra do referido afloramento. Na porção basal, quartzo autigênico de aspecto maciço com intraclastos pelitoarenosos e grãos silicáticos. Da porção mediana para o topo, de cor bege, observam-se lâminas lenticulares esbranquiçadas, provavelmente de opala. Nesta região aumenta a porosidade da rocha e predomina arcabouço areno-quartzoso, constituindo-se na zona limite de precipitação da sílica. Local: MC 23.

6 DISCUSSÕES

6.1 Autigênese de argilominerais nos calcretes da Formação Marília

Conforme Wang *et al.* (1993), uma das hipóteses para a formação de palygorskita em perfis de calcretes sob clima semiárido considera que a evaporação tende a concentrar Ca^{2+} , Mg^{2+} , alumina e sílica nas águas subterrâneas, resultando na precipitação de calcita e palygorskita na franja capilar. Desde que a solução tenha mais magnésio do que sílica, continuando a evaporação de água e a precipitação de palygorskita, esgota-se a sílica através do mecanismo de fracionamento químico. Esta exaustão de sílica em meio alcalino favorece a dissolução de quartzo e feldspato detríticos. Assim, nova liberação de sílica e alumina contribui para formar mais palygorskita.

Sob a influência de clima mais úmido, a palygorskita torna-se instável quando em contato com a água da chuva, dissolvendo-se. Os componentes liberados são lixiviados pela água meteórica, contudo, uma pequena porção de sílica precipita na forma de quartzo autigênico ou diagenético. A calcita também é em parte dissolvida, porém, no final de muitos ciclos seco/úmido ocorre acumulação de CaCO_3 , enquanto concentrados silicáticos são removidos. Após muitos ciclos, um perfil de calcretes toma forma e continua evoluindo conforme as condições físicas e químicas se mantenham propícias. Este modelo é baseado em um controle climático com variação sazonal de períodos secos intercalados com períodos úmidos.

No entanto, a autigênese de palygorskita requer uma pequena circulação de água em meio alcalino, seja freática ou meteórica. Conforme Fedoroff & Courty (1989), este argilomineral não se forma em ambientes muito áridos ou desérticos, tal como no deserto do Sahara.

No presente estudo, observou-se a presença de material branco e amorfo preenchendo microfraturas em perfis de calcretes associados a paleossolos do Membro Echaporã (Fig. 34 A).

Numa primeira análise de campo, verificou-se que tal material não apresentou efervescência quando em contato com ácido clorídrico. A partir da petrografia, observou-se que as fraturas têm espessuras submilimétricas e estão associadas, provavelmente à contração da matriz pelítica por perda de água (Fig. 34 B). Além disso, verificou-se descoloração parcial da matriz no entorno da microfratura sugerindo lixiviação do ferro. Posterior análise por microscopia eletrônica de varredura indicou

mineral de hábito fibroso bem formado ou autigênico (Fig. 34 C, D). Análise por EDS acoplado ao MEV sugere um silicato hidratado de alumínio e magnésio. Além disso, observou-se ausência na composição desse provável argilomineral do elemento colorante ferro, o que pode explicar sua cor branca (Fig. 34 E).

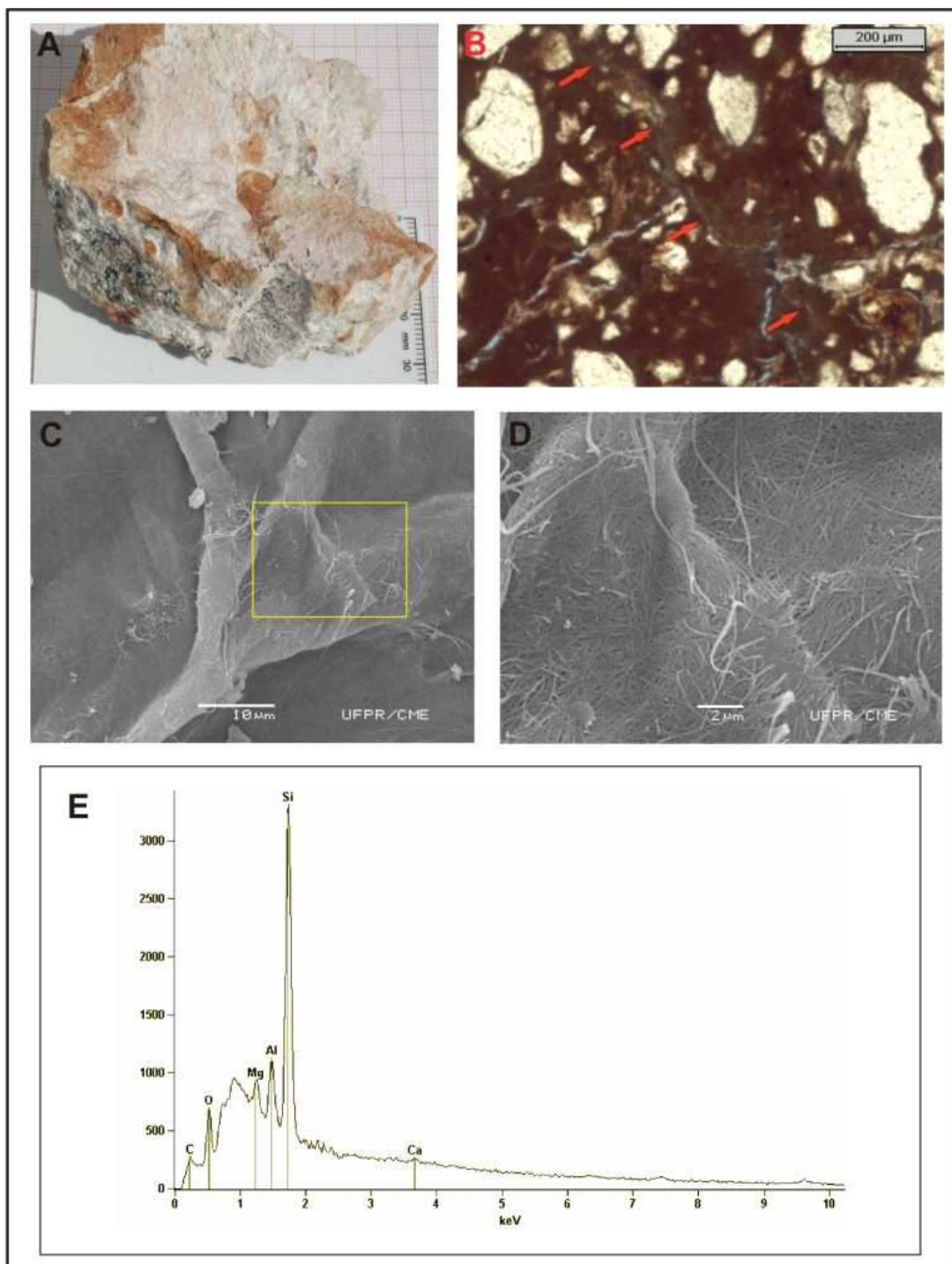


Figura 34: Provável neoformação de palygorskita/sepiolita. (A) amostra de calcrete com detalhe da fratura preenchida por argilomineral branco. MC 01, Avencas SP. (B) lâmina da referida amostra indicando arenito de granulação fina e matriz pelítica. No entorno das microfraturas de contração, (setas vermelhas), ocorre desenvolvimento de argilomineral esbranquiçado. Observa-se descoloração da matriz pelítica em microfratura preenchida. (C, D) Imagens de MEV com detalhe do referido argilomineral. Os cristais são bem formados (desenvolvimento autigênico) e de hábito fibroso, possivelmente palygorskita ou sepiolita, inclusive com análise por EDS, salientando a ausência de ferro.

Análises posteriores por difração de raios-X da mesma amostra sugerem a formação de palygorskita, apesar da curva não configurar um modelo clássico deste argilomineral e a mesma não ter sido analisada com uso de etileno-glicol (Anexos 2b e 2c). No entanto, a difratometria confirma a neoformação de palygorskita/sepiolita com base em toda a sequência de abordagem adotada.

A referida interpretação do preenchimento de microfraturas em calcretes por argilomineral autigênico é plausível, uma vez que encontra precursores no estudo de calcretes. Assim, conforme Watts (1980): “a sepiolita é frequentemente associada à palygorskita como delgados filmes brilhantes cobrindo a superfície de microfraturas em calcretes do Kalahari”.

No calcrete crosta dura do Membro Ponte Alta não se observou presença frequente de argilominerais autigênicos do grupo da esmectita e, pelo contrário, predominam grãos silicáticos encobertos por argilomineral de hábito fibroso (Fig. 35).

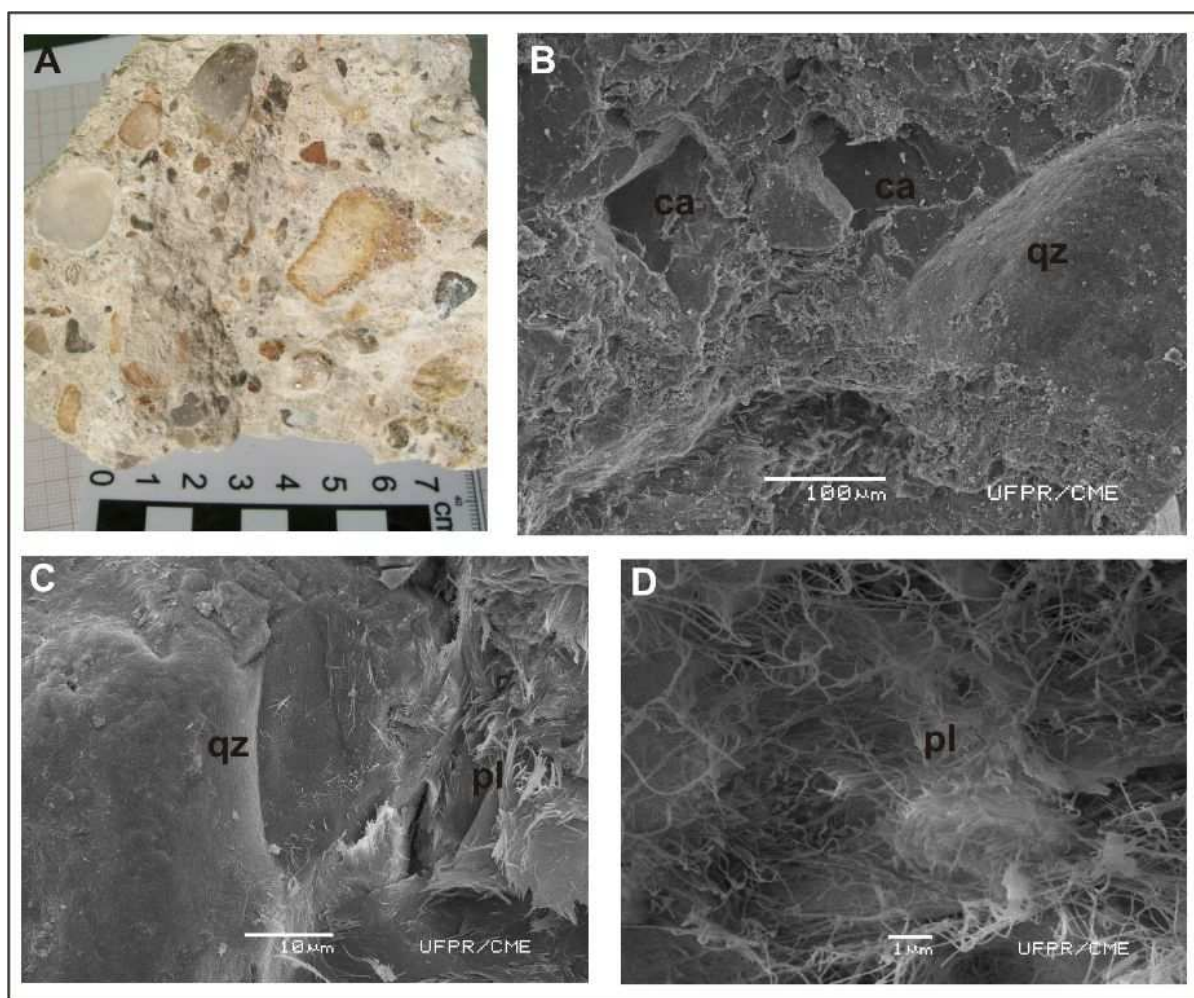


Figura 35: Autigênese de argilomineral em calcrete crosta dura do Membro Ponte Alta. (A) Amostra de calcrete crosta dura em arenito conglomerático. (B) Imagem de MEV mostra grão de quartzo imerso em matriz argilosa e cimento carbonático (ca). (C) grão de quartzo parcialmente encoberto por argilomineral de hábito fibroso ou palygorskita (pl) e ausência de esmectita. (D) Palygorskita autigênica e bem formada. Amostra: MC 09.

Neste sentido, a presente pesquisa considera possível a afirmação de Watts (1980), em estudo de calcretes no Botswana, de que a montmorillonita (argilomineral do grupo da esmectita) está frequentemente associada a calcrete imaturo ou friável. Além disso, considera, ainda, válida a observação de Gardner (1972), em Nevada (EUA), quando notou que a montmorillonita é muito comum em horizontes de calcrete friável e, geralmente ausente ou rara no horizonte de calcrete onde predominam palygorskita e/ou sepiolita. Nesse sentido, a cor esbranquiçada dos calcretes crosta dura do Membro Ponte Alta pode estar relacionada principalmente com o aumento na proporção de cimento carbonático na rocha, lixiviação parcial do ferro e/ou substituição da esmectita por palygorskita em meio alcalino.

Os argilominerais do grupo da esmectita, onde a montmorillonita, beidelita e nontronita são os mais comuns, caracterizam-se pelo hábito lamelar e pelo caráter expansível quando em presença de umidade. Estão associados com frequência a depósitos sedimentares e se formam por processos diagenéticos ou hidrotermais a partir da transformação de outro argilomineral ou mineral. A esmectita deriva principalmente da alteração de rochas básicas ou material vulcânico sob condições alcalinas com disponibilidade de Mg e Ca e com deficiência de K. A mudança de ambiente alcalino para ácido desestabiliza a esmectita para se converter em caulinita (DEER *et al.*, 1992).

A montmorillonita em mantos de intemperismo pode ser de origem detrítica, neoformada a partir do intemperismo de minerais primários, ou eluvionar quando em contexto pedogenético. Watts (1980) observou que a montmorillonita bem cristalizada está associada principalmente com horizontes de calcrete pulverulento ou friável. Além disso, identificou progressiva diminuição de cristalinidade deste argilomineral quando aumenta a proporção de palygorskita e/ou sepiolita no calcrete.

A partir de análises com MEV de fragmentos de calcrete friável associado a paleossolos do Membro Serra da Galga, observou-se presença de grãos silicáticos imersos em matriz pelítica e cimento carbonático (Fig. 36). Além disso, foi constatado o desenvolvimento de esmectita bem formada ou autigênica e ausência de argilomineral de hábito fibroso. Assim, ao comparar os resultados de análises com MEV de calcrete crosta dura (Fig. 35) e de calcrete friável (Fig. 36), sugere-se que o desenvolvimento de calcretes maduros a partir de calcrete friável coincide, provavelmente, com progressiva transformação de esmectita em palygorskita/sepiolita em meio alcalino. Isto justifica a maior presença de argilominerais de hábito fibroso em calcretes crosta dura do Membro Ponte Alta.

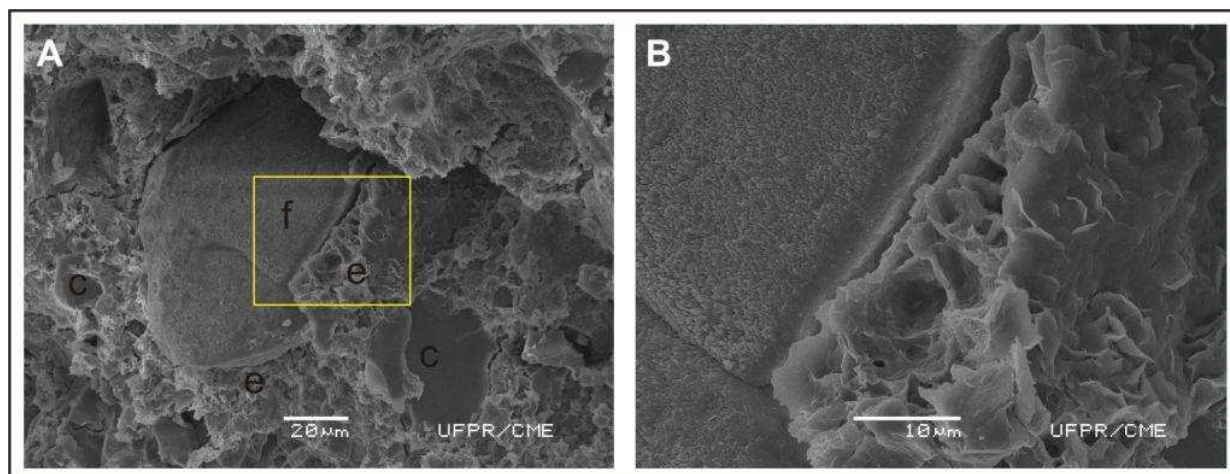


Figura 36: Fotomicrografia de MEV (elétrons secundários) mostra a autigênese de argilomineral em calcrete friável do Membro Serra da Galga. (A) Imagem de MEV mostra feldspato detrítico “f” imerso em matriz/cimento de esmectita “e” e de carbonato “c”. (B) Detalhe da esmectita bem formada ou autigênica e do feldspato com superfície corroída. Amostra: MC 10.

6.2 Importância do calcrete no registro fóssilífero da Formação Marília

Conforme Fernandes (2010), nas regiões de Marília e Monte Alto (SP), assim como no Triângulo Mineiro, estão os mais diversificados registros fóssilíferos da Bacia Bauru. Salienta, ainda, que tal concentração fóssil coincide com as zonas de maior desenvolvimento de calcretes e que a maior disponibilidade de água nestas áreas favoreceu a manutenção da vida junto às bordas e nas partes mais baixas do interior da bacia.

O processo de fossilização na Formação Marília foi provavelmente contemporâneo ao processo de calcretização e desenvolveu-se, basicamente, pela substituição e calcificação das partes duras dos organismos (Fig. 37). Nesse sentido, o calcrete teve um papel fundamental no processo de fossilização, principalmente de ossos, dentes e carapaças calcárias de vertebrados e invertebrados do Cretáceo Superior. De outra forma, o registro fóssilífero seria ainda mais difícil, dadas as condições oxidantes e de intenso retrabalhamento durante o curso da sedimentação clástica na Bacia Bauru. Corroborando, os principais sítios fóssilíferos na bacia encontram-se justamente na Formação Marília, a qual tem, como característica peculiar, a mais expressiva ocorrência de calcrete, principalmente no Triângulo Mineiro e Centro-Oeste Paulista.

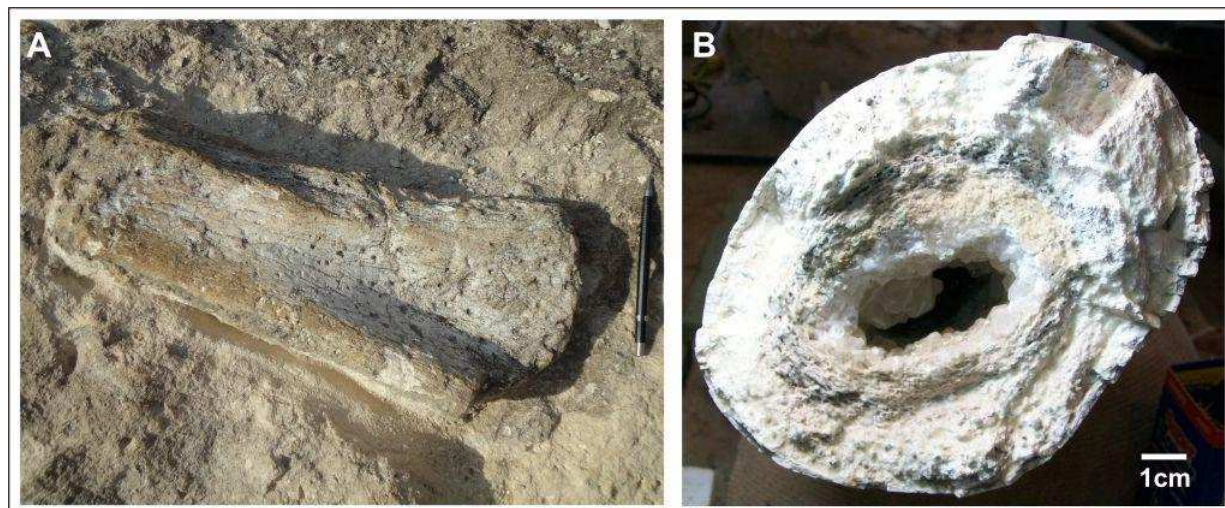


Figura 37: Fragmentos fósseis de vertebrados no Triângulo Mineiro. (A) Fragmento fóssil de dinossauro em exposição de calcrete do Membro Serra da Galga em sítio paleontológico. Local: MC 11. (B) Cimentação diagenética com desenvolvimento de cristais de calcita na região medular. Fragmento fóssil de dinossauro. Fonte: Museu de Peirópolis (MG).

6.3 Desenvolvimento de quartzo diagenético no Triângulo Mineiro

Durante a pesquisa, observou-se que o quartzo diagenético ocorre com frequência no Triângulo Mineiro junto ou próximo de calcretes intensamente cimentados do Membro Ponte Alta. Apresenta-se na forma de vênulas, lentes, como preenchimento de cavidades irregulares e na forma de camadas tabulares de espessuras decimétricas.

Seu desenvolvimento relaciona-se provavelmente à circulação de soluções silicosas no interior da rocha. A fonte de sílica advém da dissolução do quartzo detrítico devido à sua instabilidade química quando em meio alcalino durante o processo de calcretização. Esta afirmação está baseada nos resultados de petrografia de calcrete crosta dura do Membro Ponte Alta que indicaram intenso processo de dissolução/substituição parcial e localizada do arcabouço, sobretudo da areia quartzosa. Neste sentido, considera-se que parte da sílica dissolvida durante o processo de formação de calcrete, e que não foi consumida na autigênese de argilominerais, como de palygorskita, alcançou o freático junto com a água meteórica. Quando no aquífero, a sílica foi transportada em solução e concentrou-se progressivamente em subsuperfície até a sua precipitação, isto é, no momento em que as condições de solubilidade e/ou pH do meio deixaram de ser favoráveis para mantê-la em solução.

Provavelmente, a diminuição do pH em subsuperfície e/ou a evapotranspiração favoreceram a precipitação da sílica na franja capilar. A forma tabular e os limites

bruscos das camadas de silcretes (Fig. 33 A) são fortes indícios de variação do nível freático na região de precipitação da sílica e corroboram, nesse sentido, sua origem por águas subterrâneas.

A partir de análises por microscopia óptica de calcretes do Membro Echaporã do Centro-Oeste Paulista, não se observou desenvolvimento de quartzo autigênico diagenético. Esta condição, provavelmente, deve-se ao fato do processo de calcretização nestas rochas ter sido menos expressivo, o que influenciou diretamente na maior estabilidade química do quartzo detrítico.

6.4 Áreas-fonte de carbonato de cálcio

No presente estudo é sugerido possível contribuição dos complexos alcalino-carbonatíticos do Triângulo Mineiro como área fonte de carbonato de cálcio na geração dos calcretes da Formação Marília. Esta hipótese baseia-se na relação direta entre as idades dos complexos alcalino-carbonatíticos (80 a 100 Ma) e da deposição da Formação Marília (65 a 88 Ma), na proximidade geográfica entre calcretes e complexos alcalinos no Triângulo Mineiro, além da alta solubilidade da calcita em contexto continental.

Inicialmente, o intemperismo rebaixou o relevo ao erodir os xistos e quartzitos proterozoicos do Grupo Araxá, localmente soerguido pelo plúton alcalino-carbonatítico (Fig. 38). Nesta fase, as rochas do Grupo Araxá se transformaram em área-fonte de material siliciclástico para o Grupo Bauru, principalmente na região do Triângulo Mineiro. O avanço do intemperismo prosseguiu com o progressivo rebaixamento do Alto Estrutural Paranaíba até atingir os carbonatitos que passaram a se comportar como área-fonte de carbonato de cálcio e magnésio para as formações Uberaba e Marília.

Assim, a solubilização do carbonato de cálcio dos complexos alcalino-carbonatíticos do Triângulo Mineiro, como os de Tapira, Barreiro e Araxá e seu transporte por águas superficiais e subterrâneas se processava enquanto as condições físico-químicas eram favoráveis. O aumento da temperatura, a perda de água por evapotranspiração e mudanças na pressão de CO₂ são aqui sugeridos como os principais mecanismos de redução da solubilidade do carbonato seguido de sua precipitação na Formação Marília na forma de calcretes pedogenéticos e/ou de águas subterrâneas.

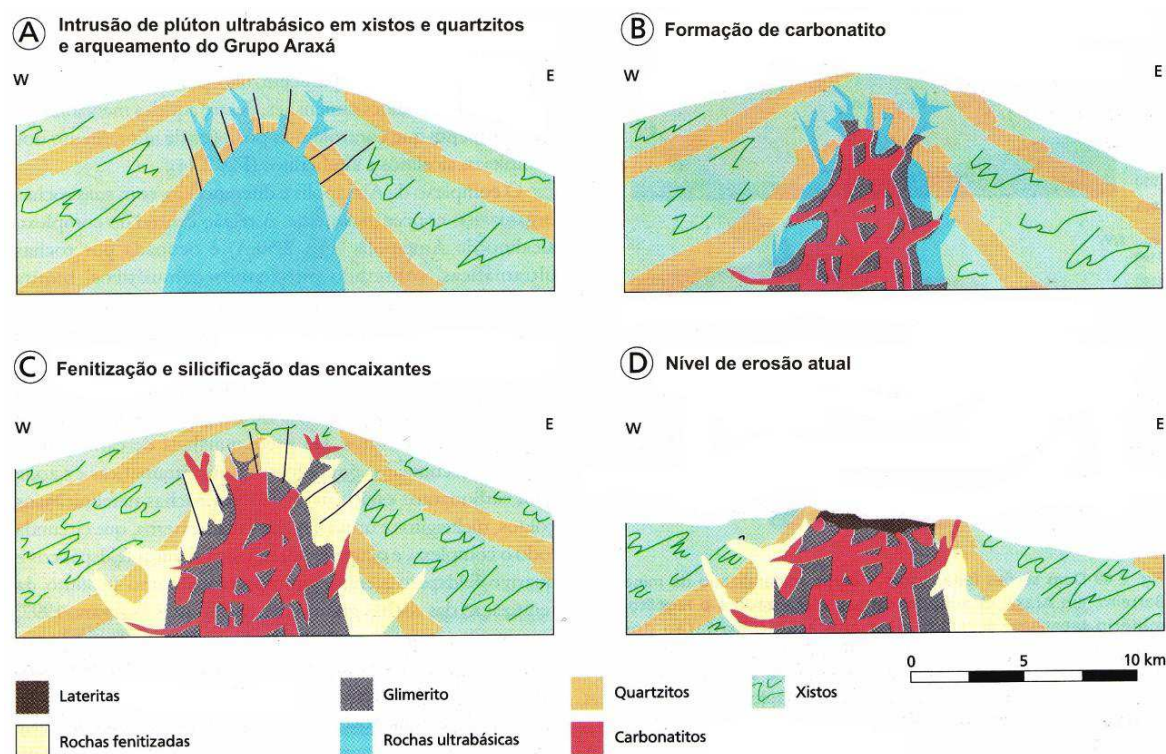


Figura 38: Evolução do complexo carbonatítico de Araxá. (A) Soerguimento e arqueamento do Grupo Araxá pelo plúton; (B) formação de carbonatito; (C) fenitização e silicificação das encaixantes; (D) erosão do Grupo Araxá e dos carbonatitos com rebaixamento da área. Fonte: Issa Filho *et al.* (1984) *in* Biondi (2003).

Quanto ao desenvolvimento dos calcretes mais interiores da bacia, como aqueles do Membro Echaporã no Centro-Oeste Paulista, as principais contribuições de carbonato de cálcio foram, provavelmente, através do pó eólico e das águas de superfície (rios efêmeros e fluxos de enxurradas). No entanto, contribuições de carbonato de cálcio por águas subterrâneas também devem ser consideradas, principalmente quando ocorreu sobreposição de calcrete de água subterrânea sobre aqueles inicialmente pedogenéticos.

6.5 Gênese dos calcretes no Centro-Oeste Paulista

Os calcretes do Membro Echaporã no Centro-Oeste Paulista têm como material hospedeiro predominante arenitos finos a médios. Estas rochas apresentam-se na forma de estratos tabulares de espessuras decimétricas a métricas e de aspecto maciço. Além disso, os perfis de calcretes estão com frequência associados a horizontes de paleossolos, caracterizados sobretudo pela presença de marcas de raízes e tocas de pequenos organismos invertebrados com diâmetro médio em torno de 10 mm.

Apesar do Membro Echaporã apresentar frequente associação com paleossolos, não é possível afirmar desenvolvimento inteiramente pedogenético dos calcretes. A hipótese mais provável é um processo pedogênico inicial e posterior sobreposição por águas subterrâneas. A espessura métrica e feição tabular dos estratos, bem como predomínio da associação de microtextura *alfa*, são fortes indícios de sobreposição desses calcretes por águas subterrâneas.

Com base sobretudo no registro fossilífero, a gênese desses calcretes teve início no Cretáceo Superior. Inicialmente, para o desenvolvimento de calcretes, foi necessário o preenchimento parcial da bacia com sucessão siliciclástica arenosa, principalmente com a deposição da Formação Vale do Rio do Peixe (*Formação Adamantina*) sob contexto predominante de lençóis de areia eólicos e depósitos de extradunas no Centro-Oeste Paulista (Fig. 39). Além disso, nos vales ou baixios desta unidade formavam-se lagoas efêmeras. É no entorno destas áreas, com o nível freático próximo da superfície, que condições locais mais úmidas possibilitaram o desenvolvimento de horizontes de paleossolos e de calcretes pedogenéticos.

O progressivo aumento na espessura da unidade pelo acúmulo da sucessão siliciclástica e mudanças climáticas sazonais controladas pelo clima semiárido possibilitaram frequente variação do nível freático e das condições de evapotranspiração. Esta condição favoreceu o desenvolvimento, nas partes mais baixas do terreno, de calcrete de águas subterrâneas que passaram a se sobrepor àqueles inicialmente pedogenéticos. A contínua implantação de uma unidade rochosa mais cimentada e de distribuição regional no interior da Formação Vale do Rio do Peixe, possibilitou o desenvolvimento do Membro Echaporã da Formação Marília junto aos vales no Cretáceo Superior.

Gênese dos calcretes da Formação Marília no Centro-Oeste Paulista

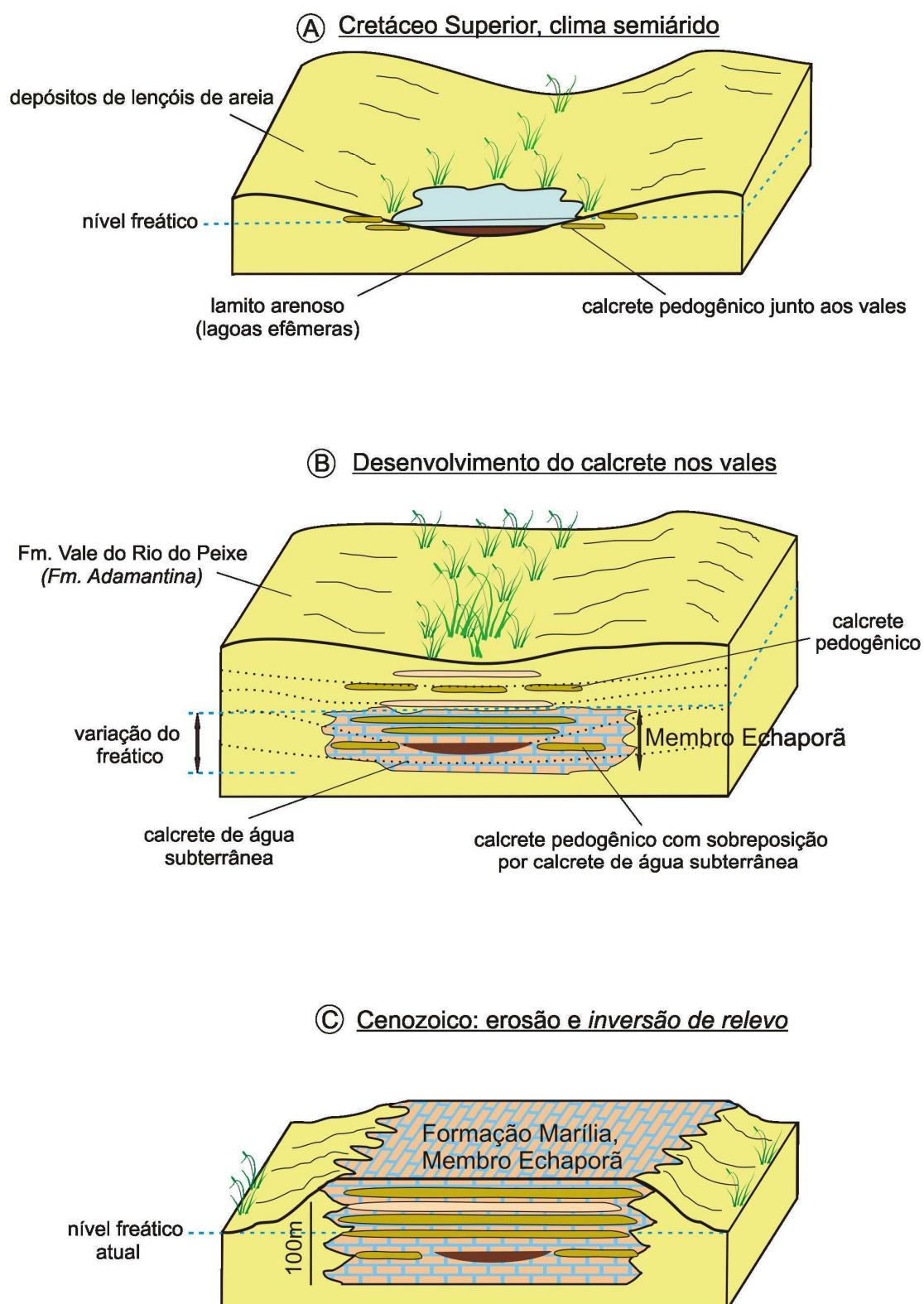


Figura 39: Modelo genético para os calcretes da Formação Marília, Membro Echaporã, no Centro-Oeste Paulista. (A) Início da sedimentação siliciclástica associada principalmente a lençóis de areia eólicos com desenvolvimento de calcrete pedogenético junto aos vales. (B) Horizontes de calcrete pedogenético com sobreposição por calcrete de água subterrânea. (C) Intemperismo, erosão e inversão do relevo no Cenozoico.

Posteriormente, corroborando Fernandes (2010), o intemperismo e erosão diferencial associados a mudanças climáticas e/ou soerguimento regional na bacia determinaram a inversão de relevo no Cenozoico. Isto é, os paleovales do Centro-Oeste Paulista que passaram por processos de calcretização no período Cretáceo são atualmente os altos regionais.

6.6 Gênese dos calcretes no Triângulo Mineiro

Os litotipos do Membro Serra da Galga diferenciam-se por apresentarem arenitos finos a grossos, geralmente amarelo pálidos a esbranquiçados, arenitos conglomeráticos e lamitos intercalados. Esta unidade tem cimentação carbonática menos expressiva no contexto da Formação Marília, além de apresentar menor continuidade lateral e espessura das camadas. A partir da associação de fácies (Quadro 6), a unidade foi depositada na forma de leques aluviais de borda, sistemas de rios entrelaçados e, em menor expressão, retrabalhamento eólico. Caracteriza-se, neste sentido, um contexto mais úmido quando comparada com a associação de fácies do Membro Echaporã (Quadro 3). Constitui-se aí, uma hipótese para a coloração predominante esbranquiçada das rochas do Triângulo Mineiro. Ora, a água da chuva e dos rios contribuíram para a lixiviação do óxi/hidróxido de ferro e manganês desses depósitos siliciclásticos.

Com base no predomínio de estratos com formas lenticulares, os calcretes do Membro Serra da Galga são os que mais se aproximam de uma origem pedogenética. Apesar dos estudos laboratoriais não indicarem predomínio da associação de microtexturas tipo *beta*, a presença de marcas de raízes e tubos preenchidos associados a pequenas pistas ou tocas asseguram eventos pedogenéticos junto aos horizontes de paleossolos. Outra característica importante é a não ocorrência de estratos tabulares mais contínuos e homogêneos, a exemplo do Membro Echaporã. Esta característica indica que, no mínimo, os calcretes do Membro Serra da Galga tiveram menor influência do freático ou da sobreposição por calcretes de águas subterrâneas.

O Membro Ponte Alta tem distribuição restrita no Triângulo Mineiro e é basicamente composto por arenitos texturalmente imaturos, arenitos conglomeráticos e lentes de conglomerados. Possui a mais intensa cimentação carbonática entre as rochas da Formação Marília. O aspecto maciço e tabular da unidade sugere desenvolvimento do calcrete por águas subterrâneas. No entanto, sua origem é mais

complexa, pois envolve acentuado processo diagenético de recristalização e substituição mineral. Em relação ao contexto deposicional, os membros Ponte Alta e Serra da Galga podem ser considerados similares, diferenciando-se apenas na gênese dos calcretes (FERNANDES, 1998).

Conforme estudos de Semeniuk & Meagher (1981) no oeste australiano, a profundidade ideal para o desenvolvimento de calcretes de águas subterrâneas é de 1 a 3 m. Diferentemente, os calcretes pedogênicos formam-se mais acima ou próximo à superfície, ou seja, na zona vadosa. Ao partir desta premissa e considerando-se possível o desenvolvimento de superfícies irregulares ou paleovales no topo das rochas vulcânicas da Província Magmática do Paraná (Formação Serra Geral) e/ou dos depósitos siliciclásticos subjacentes à Formação Marília (Fig. 40 A), as taxas de evapotranspiração variaram conforme o relevo ou a profundidade da franja capilar.

Neste sentido, os calcretes do Membro Ponte Alta provavelmente originaram-se em paleovales onde a franja capilar mais se aproximou da superfície e o fenômeno da evapotranspiração foi mais intenso. Esta condição favoreceu o aumento da concentração iônica de carbonato de cálcio em solução pela perda de água e, por consequência, elevando a alcalinidade do meio, determinando a precipitação da calcita. Próximo à superfície plana do terreno e sob influência predominante da zona vadosa, desenvolviam-se horizontes de calcrete do tipo pedogênico.

Enquanto o processo de sedimentação siliciclástica prevalecia na bacia, a coluna sedimentar aumentava. Por vezes, fluxos aquosos superficiais e esporádicos originados por chuvas torrenciais erodiam e retrabalhavam camadas de calcretes pedogênicos, depositando-os na forma de intraclastos nestes paleovales. Posteriormente, com a variação ou subida do nível freático, estes calcretes retrabalhados, identificados geralmente por apresentarem formas subarredondadas e matriz carbonática, eram recimentados junto aos calcretes de águas subterrâneas (Fig. 40 B).

Conforme os paleovales foram paulatinamente soterrados, a superfície tornou-se mais plana, o que resultou no abrandamento das condições de erosão e sedimentação clástica, favorecendo o predomínio de processos pedogênicos e a formação de lentes de calcretes associados a antigos perfis de solos. Além disso, o aprofundamento do nível freático (acima de 5 m) tornou praticamente desprezível o efeito da evapotranspiração e, por conseguinte, a gênese de calcrete de água subterrânea (Fig. 40 C, D).

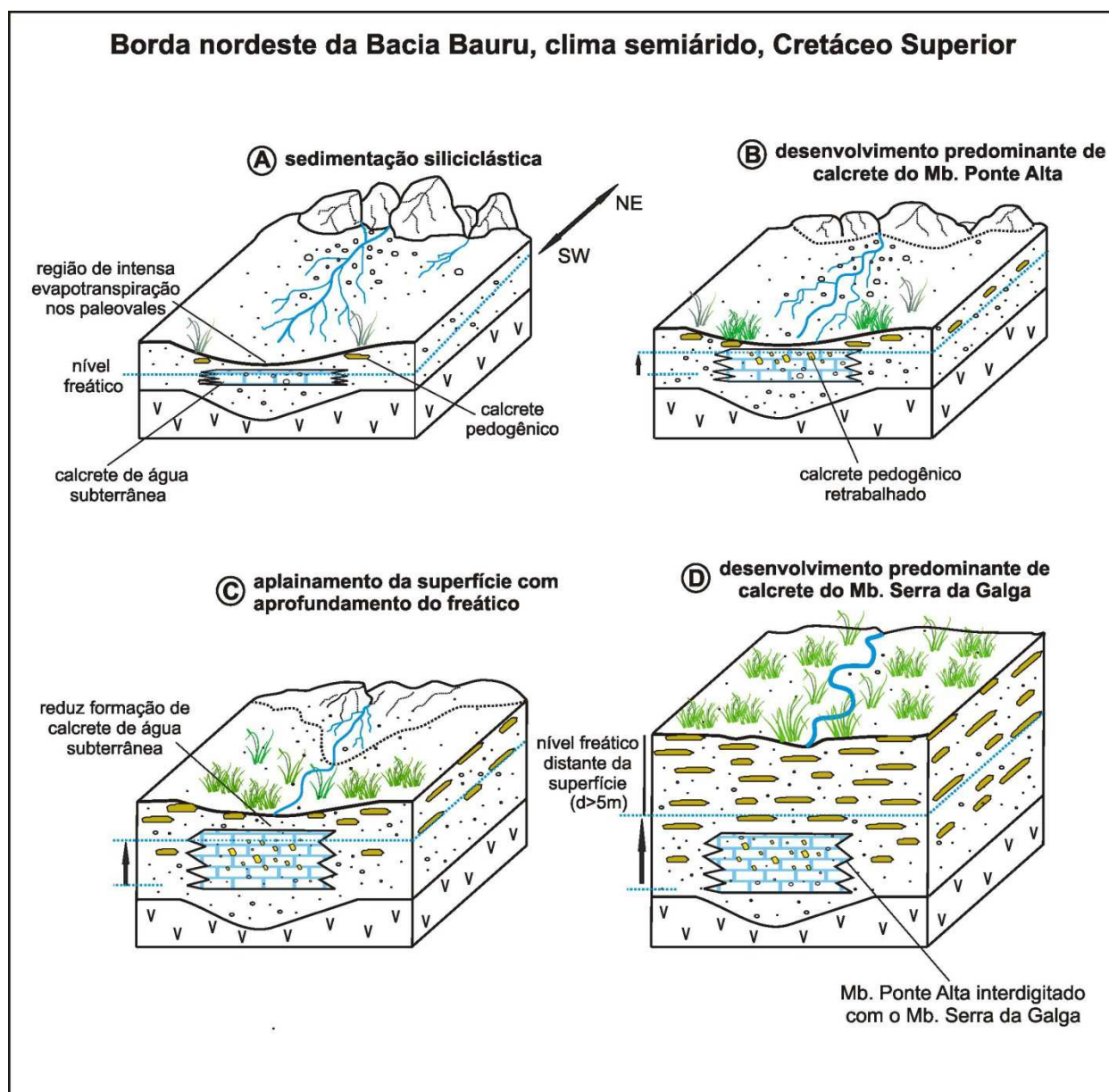


Figura 40: Modelo genético para o desenvolvimento de calcretes de água subterrânea e pedogenético no Triângulo Mineiro. (A) Sedimentação siliciclástica associada a leques aluviais e rios entrelaçados distributários. Observa-se desenvolvimento inicial de calcrete de água subterrânea (Membro Ponte Alta) nos paleovales, onde o freático esteve mais próximo da superfície e a evapotranspiração foi mais intensa. (B) Aumento da coluna sedimentar e elevação do nível freático. Corresponde à principal fase de erosão e retrabalhamento de calcrete pedogenético nas bordas dos paleovales e recimentação junto ao calcrete de água subterrânea. (C) O nível freático começa a ficar distante da superfície e o mecanismo de evapotranspiração se torna menos eficiente, dificultando a formação de calcrete de água subterrânea. (D) Desenvolvimento de superfície aplainada pelo acúmulo sedimentar. Esta condição, aliada ao aprofundamento do nível freático, favorece predomínio no desenvolvimento de solo e calcrete pedogenético (Membro Serra da Galga).

Outra possibilidade de gênese dos calcretes do Membro Ponte Alta associa-se ao conceito de concentração supergênica. Neste caso, acumulações carbonáticas na parte superior do perfil são parcialmente dissolvidas por águas meteóricas. Conforme a solução ganha profundidade no perfil, o pH vai se tornando mais alcalino e a calcita tende a precipitar na base do perfil.

No entanto, o processo de concentração supergênica não esclarece satisfatoriamente a formação de corpos localizados de calcrete de aspecto maciço (Membro Ponte Alta) interdigitados com calcretes pedogenéticos (Membro Serra da Galga). Neste sentido, o mecanismo de evapotranspiração diferencial junto aos paleovales é mais explicativo. Porém, não se pode desprezar o processo de concentração supergênica, pois este mecanismo favorece o enriquecimento das águas subterrâneas em carbonato de cálcio dissolvido para posterior precipitação nos paleovales.

6.7 Considerações sobre o clima e a paleogeografia no Cretáceo Superior

Na transição do Jurássico para o Cretáceo, o Pangea encontrava-se em estágio de subdivisão em dois supercontinentes: Laurásia ao norte e Gondwana ao sul (Fig. 41). Estas grandes massas continentais, ao se distanciarem, geraram abertura para o mar de Tethys até o grande oceano Panthalassa a oeste. Naquela época, o Gondwana era palco de um dos maiores desertos mesozoicos registrados na história da Terra.

O Cretáceo foi um período na história do planeta marcado principalmente pelo evento estufa. O aumento da temperatura média global influenciou a vida, a distribuição das terras emersas, dos ambientes marinhos e a composição da atmosfera. O período foi marcado por forte transgressão marinha. No Cretáceo Superior, os oceanos atingiram aproximadamente 200 m acima do nível atual (SKELTON, 2006). Apesar de assunto complexo, as causas mais prováveis da elevação das águas foram relacionadas ao derretimento das calotas polares, aumento de plataformas continentais com a ruptura do megacontinente Pangea e, geração de muita crosta basáltica no assoalho oceânico, principalmente no Oceano Pacífico. O aumento do nível do mar causou a submersão de extensas áreas continentais rasas, favorecendo progressivo aumento de umidade.

Segundo Stanley (2004), a fragmentação e separação de continentes no período cretácico determinou a existência de vastos oceanos epicontinentais. As regiões pericontinentais do planeta, principalmente entre o equador e as latitudes 30° (norte e sul), foram encobertas por águas marinhas quentes e rasas. Isto favoreceu o desenvolvimento de extenso cinturão de carbonato em plataforma rasa e com distribuição global. Hoje, restam grandes depósitos carbonáticos de origem marinha, como os famosos penhascos brancos de Dover na Inglaterra, constituindo-se numa característica notável do Cretáceo. Outra característica deste período são os depósitos

evaporíticos acumulados ao longo das bacias marginais restritas, como na porção leste do Brasil após a ruptura do Gondwana e desenvolvimento inicial do Atlântico Sul. (STANLEY, 2004).

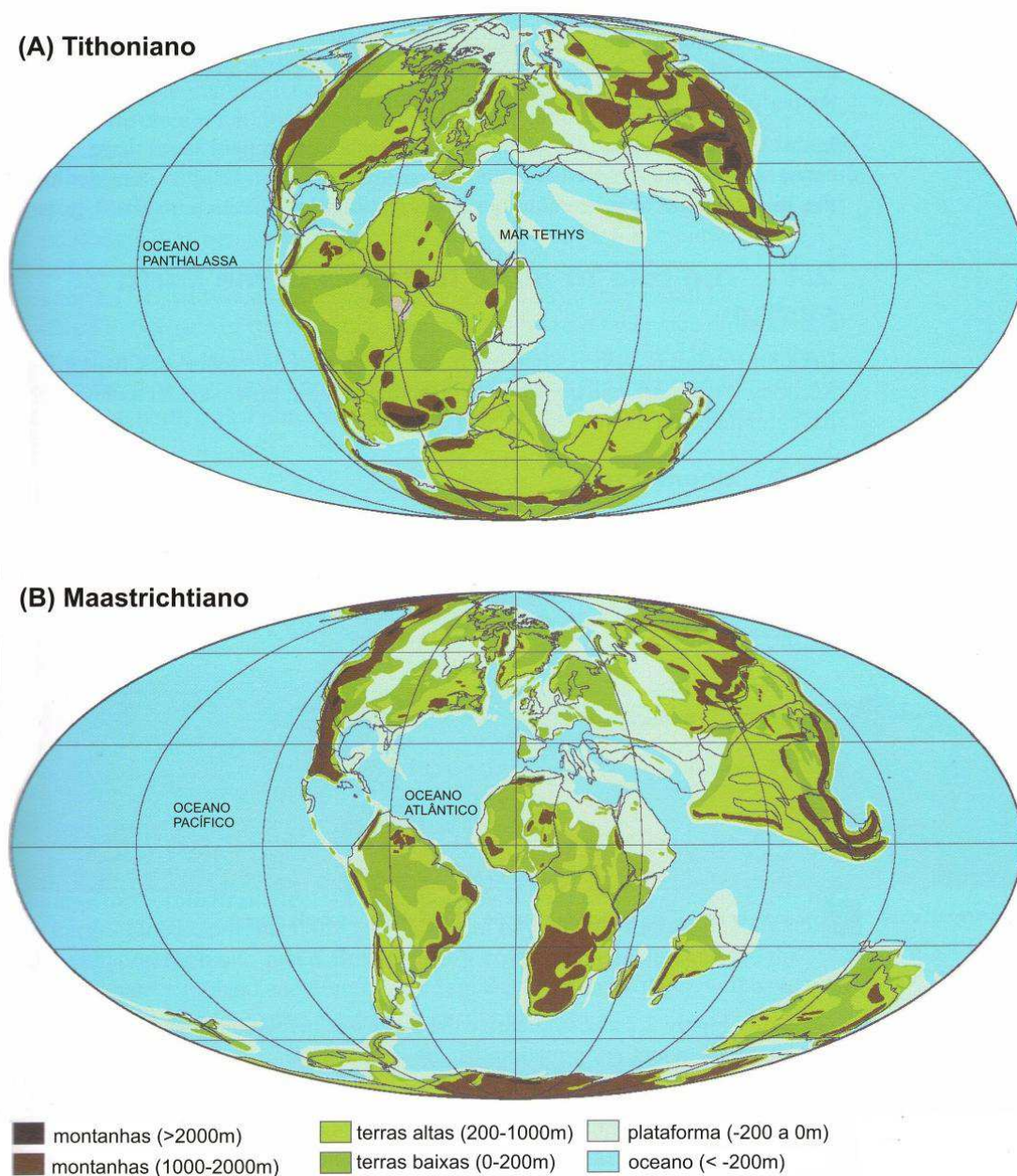


Figura 41: Paleogeografia do Neojurássico ao Neocretáceo. (A) Fragmentação do Pangea e abertura central para o mar de Tethys na transição do Jurássico Superior para o Cretáceo. Tithoniano (145 – 150 Ma). (B) Paleogeografia mais próxima da atual e desenvolvimento do Oceano Atlântico no Cretáceo Superior. Maastrichtiano (71,3 - 65 Ma). Traduzido de Skelton (2006).

Baseando-se neste contexto, possivelmente o desenvolvimento dos calcretes da Formação Marília está relacionado com processo geral de redução da aridez. Esta proposta é contrária à proposição de Goldberg & Garcia (1995) que definiram a origem dos calcretes da Formação Marília na região do Triângulo Mineiro como associada ao aumento das condições de aridez. Neste sentido, conforme proposição de Goldberg &

Garcia (1995), corresponderia o mesmo que afirmar que as rochas siliciclásticas mais interiores da Bacia Bauru e mesmo aquelas sotopostas à Formação Marília seriam de contexto deposicional ainda mais úmido, o que não procede, mas somente assim se asseguraria progressiva aridização.

Contrariamente, aqui se considera que a aridez vinha perdendo intensidade desde a fragmentação do Pangea (Fig. 41). Assim, o extremo da aridez corresponderia ao deserto mesozoico Botucatu. Naquele período, a grande continentalização originada pelo megacontinente Pangea favorecera o desenvolvimento de intensa condição desértica interior. A posterior fragmentação do Pangea e Gondwana, intenso vulcanismo, abertura do Atlântico, aumento do nível médio dos mares para além de 200 m e formação de mares epicontinentais rasos, favoreceram, paulatinamente, uma tendência geral de redução da aridez na América do Sul, principalmente no Cretáceo Superior. Como exemplo, os depósitos evaporíticos aptianos da margem leste do Brasil, desde a Bacia de Santos até a Bacia de Sergipe-Alagoas, evidenciam o estágio final da intensa aridez na época de abertura do Atlântico no Cretáceo Inferior.

Neste sentido, a melhor condição paleoclimática para a gênese dos calcretes, dentro de um processo geral de diminuição das condições de aridez, é o contexto semiárido, principalmente durante a deposição da Formação Marília no Cretáceo Superior (Quadro 11).

Quadro 11: Relação entre clima e desenvolvimento de calcrete pedogênico e de água subterrânea. Baseado em Fedoroff & Courty (1989).

↓ processos	→ diminuição da aridez →		
	clima→ árido	semiárido	úmido
atividade microbiana	latente	intensa	intensa
bioturbação (tocas e raízes)	decrece com a aridez	frequente	intensa
formação de paleossolos	muito raro	moderado	comum
calcrete de água subterrânea	raro	máximo	raro
calcrete pedogênico	raro	máximo	raro
precipitação de sais solúveis	máximo	frequente	ausente
palygorskita autigênica	incipiente	máximo	ausente
erosão por água de superfície	máxima	elevada	fraca
erosão eólica	máxima	elevada	ausente
intemperismo químico	incipiente	moderado	máximo

Além disso, tal processo de atenuação das condições de aridez coincidiu, provável e favoravelmente, com o intemperismo químico e erosão dos complexos alcalino-carbonatíticos do Alto Paranaíba (Tapira, Araxá e Catalão) e/ou das rochas carbonáticas proterozoicas do Grupo Bambuí. Esta situação provavelmente intensificou a concentração de carbonato de cálcio em solução nas águas subterrâneas e de superfície para o desenvolvimento dos calcretes da Formação Marília.

7 CONCLUSÕES

A melhor condição paleoclimática para a gênese dos calcretes da Formação Marília, dentro de um processo geral de diminuição das condições de aridez desde a fragmentação do Gondwana, foi o estabelecimento do clima semiárido, principalmente durante a deposição dessa unidade no Cretáceo Superior.

Apesar da não identificação de bioturbações mesoscópicas em afloramentos do Membro Ponte Alta, verificou-se que o desenvolvimento destes calcretes não foi exclusivamente por águas subterrâneas. Estudos petrográficos a partir de seções delgadas mostraram que processos pedogenéticos associados, apesar de menor expressão, devem ser considerados na gênese desses calcretes.

A partir da descrição de seções delgadas de calcretes, identificaram-se feições pedogenéticas nas três unidades estratigráficas da Formação Marília. Esta constatação foi importante porque inicialmente atribuía-se, por observações de campo e revisão bibliográfica, que calcretes pedogenéticos estariam apenas restritos aos membros Serra da Galga e Echaporã e que os calcretes do Membro Ponte Alta teriam gênese exclusiva por águas subterrâneas ou na forma de carbonatos paludiais.

A origem dos calcretes do Membro Echaporã está associada a um processo pedogenético inicial e localizado junto aos paleovales e próximo a lagoas efêmeras. Posteriormente, com o aumento da coluna sedimentar e flutuações cíclicas do nível freático, ocorreria sobreposição por calcrete de águas subterrâneas.

A formação de calcrete de água subterrânea foi o último ou o mais importante processo no desenvolvimento dos calcretes do Membro Echaporã. As principais características que balizam esta afirmativa são camadas com extensão lateral de centenas de metros, espessuras métricas e aspecto maciço. No entanto, processos pedogenéticos foram importantes numa fase inicial de gênese desses calcretes. Neste caso, feições iniciais indicativas de paleossolos não foram totalmente obliteradas pelo processo de recimentação carbonática por águas subterrâneas.

Os calcretes do Membro Ponte Alta provavelmente originaram-se junto aos paleovales com eventuais lagoas efêmeras. Neste contexto, o nível freático era mais

raso e a evapotranspiração, condicionada pelo clima semiárido, mais intensa. Esta condição intensificou a geração predominante de calcrete de água subterrânea ou de vale. O contínuo aprofundamento do nível freático, associado a um relevo mais plano e estável, inibiu o desenvolvimento desse tipo de calcrete e contribuiu para a formação dos paleossolos e calcretes pedogenéticos do Membro Serra da Galga.

A partir da associação de litofácies dos membros Serra da Galga e Ponte Alta, o presente estudo corrobora Fernandes (1998) quando afirmou que, desconsiderando-se o grau de cimentação carbonática, há grande similaridade faciológica entre ambas. Assim, defende-se um mesmo sistema deposicional de rios entrelaçados de partes distais de leques aluviais de borda para as duas associações. Posteriormente, as rochas teriam sido diferenciadas pela formação de corpos de calcretes bem desenvolvidos por águas subterrâneas.

O processo de fossilização na Formação Marília foi contemporâneo ao processo de calcretização e desenvolveu-se, basicamente, pela substituição e calcificação das partes duras dos organismos. Neste sentido, o calcrete foi fundamental no processo de fossilização, principalmente de ossos, dentes e carapaças calcárias. De outra forma, o registro fóssilífero seria ainda mais difícil, dadas as condições oxidantes e de intenso retrabalhamento durante o curso da sedimentação clástica da Formação Marília.

No presente estudo considera-se como possível a contribuição dos complexos alcalino-carbonatíticos do Alto Paranaíba como área-fonte de carbonato de cálcio na geração dos calcretes no Triângulo Mineiro. Esta hipótese tem como base os seguintes critérios: (i) relação direta entre as idades dos complexos alcalino-carbonatíticos e da deposição da Formação Marília, ambas no Cretáceo Superior; (ii) proximidade geográfica entre calcretes e complexos alcalinos no Triângulo Mineiro e (iii) intemperismo químico favorecido pela solubilidade dos carbonatos (em especial da calcita) quando sob ação da água meteórica.

Além do intemperismo químico e erosão dos complexos alcalino-carbonatíticos do Alto Paranaíba (Tapira, Araxá e Catalão), as rochas carbonáticas do Grupo Bambuí possivelmente contribuíram como área-fonte de carbonato de cálcio para o desenvolvimento dos calcretes da Formação Marília.

Quanto ao desenvolvimento dos calcretes mais interiores da bacia, como aqueles do Membro Echaporã no Centro-Oeste Paulista, as principais contribuições de carbonato de cálcio foram através do pó eólico e das águas de superfície (rios efêmeros e fluxos de enxurradas). No entanto, contribuições de carbonato de cálcio por águas subterrâneas também devem ser consideradas na sua gênese, principalmente na fase de desenvolvimento dos calcretes freáticos.

O intemperismo e a erosão diferencial associados a mudanças climáticas e/ou soerguimento regional na bacia determinaram a inversão de relevo no Cenozoico. Isto é, os paleovales que passaram por processos de calcretização no período Cretáceo no Centro-Oeste Paulista são atualmente os altos regionais, o que corrobora a proposta de inversão de relevo de Fernandes (2010).

O desenvolvimento de calcrete maduro a partir de calcrete friável, conforme aumenta o processo de calcretização, coincide com a progressiva transformação de esmectita para palygorskita/sepiolita autigênicas. Isto justifica a maior presença de argilominerais de hábito fibroso junto aos calcretes crosta dura.

Análises petrográficas de calcretes da Formação Marília, além de descrições de campo, indicaram que o quartzo secundário ou de origem diagenética ocorre com frequência no Triângulo Mineiro, em estreita relação com os calcretes intensamente cimentados do Membro Ponte Alta.

A partir de análises por microscopia óptica de luz transmitida em calcretes do Membro Echaporã na região de Marília (SP), não se observou desenvolvimento de quartzo diagenético. Esta constatação é condizente com processo de calcretização menos expressivo que no Triângulo Mineiro, o que influenciou diretamente na estabilidade química do quartzo detrítico em meio alcalino.

A Formação Marília no Centro-Oeste Paulista é definida, conforme modelo proposto, como uma unidade mais cimentada no interior da Formação Vale do Rio do Peixe (*Formação Adamantina*) e seu desenvolvimento se restringiu aos fundos de vales no Cretáceo Superior.

Com base na petrografia, observou-se aumento da imaturidade textural e mineral do material hospedeiro dos calcretes do Triângulo Mineiro quando comparado com aqueles da região de Marília (SP). Esta constatação corrobora contexto de depósitos de borda e proximidade da área-fonte de material siliciclástico no Triângulo Mineiro, caracterizado principalmente pelo Alto Estrutural Paranaíba.

8 REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ADOLPHE, J.P.; HOURIMECHE, A.; LOUBIERE, J.F.; PARADAS, J.; SOLEILHAVOUP, F. 1989. Les Formations carbonatées d'origine bactérienne. Formations continentales d'Afrique du Nord. **Bulletin de la Société géologique de France**. Séance spécialisée: Sahara. Paris, v. 1, p. 55-62.

ALMEIDA, F.F.M. & BARBOSA, O. 1953. Geologia das quadrículas de Piracicaba e Rio Claro, Estado de São Paulo. Boletim [do] *DNPM/DFPM*, v. 143, p. 1-96.

ALMEIDA, M.A.; STEIN, D.P.; MELO, M.S.; BISTRICHI, C.A.; PONÇANO, W.L.; HASUI, Y.; ALMEIDA, F.F.M. 1980. Geologia do Oeste Paulista e áreas fronteiriças nos estados de Mato Grosso do Sul e Paraná. *In*: SBG, CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 31, Camboriú. **Anais...**, n. 5, p. 2799-2812.

ALONSO-ZARZA, A.M. 2003. Palaeoenvironmental significance of palustrine carbonates and calcretes in the geological record. **Earth-Sciences Reviews**, n. 60, p. 261-298.

ALONSO-ZARZA, A.M. & WRIGHT, V.P. 2010. Calcretes. *In*: Alonso-Zarza, A. M. & Tanner, L. H. (eds). **Carbonates in continental settings: facies, environments and processes**. Grã Bretanha. Elsevier, p. 224-267.

ALONSO-ZARZA, A.M.; CALVO, J.P.; GARCIA DEL CURA, M.A. 1992. Palustrine sedimentation and associated features – grainification and pseudomicrokarst – in the Middle Miocene (Intermediate Unit) of the Madrid Basin, Spain. **Sedimentary Geology**, n. 76, p. 43-61.

ALONSO-ZARZA, A.M.; SANZ, M.E.; CALVO, J.P.; ESTÉVEZ, P. 1998. Calcified root cells in Miocene pedogenic carbonates of the Madrid Basin: evidence for the origin of *Microcodium* b. **Sedimentary Geology**, n. 16, p. 81-97.

ALVES, D.B.; CADDAS, L.F.G.; MIZUSAKI, A.M.P.; MARTINS, F. 1994. Ocorrência de camadas de cinzas vulcânicas no Cretáceo Superior das bacias de Campos, Santos e Espírito Santo. *In*: SIMPÓSIO SOBRE O CRETÁCEO DO BRASIL, 3., Rio Claro, Universidade Estadual Paulista, p. 19-20.

ALVES, J.M.P.; GOMES, N.S.; HORNES, S. 1993. Calcretes do Membro Ponte Alta, Formação Marília, na região do Triângulo Mineiro – evidências de isótopos estáveis e catodoluminescência. *In*: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DE MINAS GERAIS, 7, Belo Horizonte. **Anais...**, SBG, Núcleo Minas Gerais. n. 12, p. 12-15.

ANDREIS, R.R. 1981. **Identificación e importancia geológica de los paleosuelos**. Editora da UFRGS. Porto Alegre. 67p.

BARBOSA, O.; BRAUN, O.P.G.; DYER, R.C.; CUNHA, C.A.B.R. 1970. Geologia do Triângulo Mineiro. Boletim [do] DNPM, DFPM, n. 136, p. 1-140.

BARCELOS, J.H. 1989. Influência do soerguimento do Alto Parnaíba na sedimentação pós-basáltica na área do Triângulo Mineiro (MG), borda NNE da Bacia do Paraná. **Geociências**, n. 8, p. 37-54.

BARCELOS, J.H. & SUGUIO, K. 1987. Correlação e extensão das unidades litoestratigráficas do Grupo Bauru definida em território paulista, nos estados de Minas Gerais, Goiás, Mato Grosso do Sul e Paraná. In SBG/Núcleo SP, SIMPÓSIO REGIONAL DE GEOLOGIA, 6, Rio Claro, **Atas...**, n. 1, p. 313-321.

BASILICI, G.; DAL' BÓ, P.F.F.; LADEIRA, F.S.B. 2009. Climate-induced sediment-palaeosol cycles in a Late Cretaceous dry Aeolian sand sheet: Marília Formation (North-West Bauru Basin, Brazil). **Sedimentology**, n. 56, p. 1876 -1904.

BIONDI, J. C. 2003. **Processos metalogenéticos e os depósitos minerais brasileiros**. São Paulo: Oficina de Textos. 528p.

BIRKELAND, P. W. 1999. **Soils and Geomorphology**. Oxford University Press. New York, 430p.

BRAITHWAIT, C.J.R. 1989. Displative calcite and grain breakage in sandstones. **Journal of Sedimentary Petrology**, n. 59, p. 258-266.

BRANDT NETO, M. 1984. **O Grupo Bauru na região centro-oeste do Estado de São Paulo**. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo. Tese de Doutorado em Geologia. 2v.

BRIENZA, A.C. 2008. **Caracterização de Paleossolos da Formação Marília: Serra de Echaporã – SP**. Instituto de Geociências, Universidade Estadual de Campinas, São Paulo. Dissertação de Mestrado em Geografia. 79 p.

CAMPANHA, V.A.; ETCHEBEHERE, M.L.C.; SAAD, A.R.; FÚLFARO, V.J.; 1993. Novas ocorrências fossilíferas no Grupo Bauru na região do Triângulo Mineiro, MG. **Geociências**, São Paulo. v. 2, n. 12, p. 353-372.

COIMBRA, A.M. 1976. **Arenitos da Formação Bauru. Estudo de áreas-fontes**. Dissertação de mestrado em Geologia. São Paulo. Instituto de Geociências, USP. 2 v.

COUTINHO, J.M.V; COIMBRA, A.M.; BRANDT NETO, M.; ROCHA, G.A. 1982. Lavas alcalinas analcimíticas associadas ao Grupo Bauru (Ks), no estado de São Paulo, Brasil. In: *Servicio Geológico Nacional, CONGRESSO LATINOAMERICANO DE GEOLOGIA*, 5, Buenos Aires, **Actas...**, n. 2, p. 185-195.

- DAL' BÓ, P.F.F. 2008. **Inter-relação paleossolos e sedimentos em lençóis de areia eólica da Formação Marília (noroeste da Bacia Bauru)**. Instituto de Geociências, Universidade Estadual de Campinas, São Paulo. Dissertação de Mestrado. 99p.
- DAL' BÓ, P.F.F. & BASILICI, G. 2010. Estimativas de paleoprecipitação e gênese de feições cálcicas e argílicas em paleossolos da Formação Marília (Neocretáceo da Bacia Bauru). **Geociências**, UNESP, São Paulo. v. 1, n. 29, p. 33-47.
- DAL' BÓ, P.F.F. & LADEIRA, F.S.B. 2006. Ambientes paleoclimáticos da Formação Marília baseado em análise paleopedológica na região de Monte Alto (SP). **Geociências**, UNESP, São Paulo. v.1, n. 25,p. 127-134.
- DARDENNE, M.A. & SCHOBENHAUS, C. 2001. **Metalogênese do Brasil**. Brasília: Editora Universidade de Brasília. 392p.
- DEER, W.A.; HOWIE, R.A.; ZUSSMAN, J. 1992. **Minerais constituintes das rochas – uma introdução**. Fundação Calouste Gulbenkian. 2ª edição. Lisboa. 727p.
- ESTEBAN, M. & KLAPPA, C.F. 1983. Subaerial exposure environment. *In*: Carbonate Depositional Environments. (P.A. Scholle, S.G. Bebout, C.H. Moore, Eds). **Am. Ass. Petrol. Geol. Mem...** n. 33, p. 1-54.
- ETCHEBEHERE, M.L.C.; SILVA, R.B.; SAAD, A.R.; RESENDE, A.C. 1993. Reavaliação do potencial do Grupo Bauru para evaporitos e salmouras continentais. **Geociências**, São Paulo, v. 2, n. 12, p. 333-352.
- FEDOROFF, N. & COURTY, M.A. 1989. Indicateurs pédologiques d'aridification. Exemple du Sahara. **Bulletin de la Société géologique de France**. Séance spécialisée: Sahara. Paris, n.1, p. 43-53.
- FERNANDES, L.A. 1992. **A cobertura cretácea suprabasáltica no estado do Paraná e Pontal do Paranapanema (SP): os grupos Bauru e Caiuá**. Dissertação de mestrado em Geologia. Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo. São Paulo. 171p.
- FERNANDES, L.A. 1998. **Estratigrafia e evolução geológica da parte oriental da Bacia Bauru (Ks, Brasil)**. São Paulo, Tese de Doutorado em Geologia. Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo. São Paulo. 216p. (3 mapas).
- FERNANDES, L.A. 2004. Mapa litoestratigráfico da parte oriental da Bacia Bauru (PR, SP, MG), escala 1:1.000.000. **Boletim Paranaense de Geociências**. Mapa anexo. n. 53, p. 53-66.

FERNANDES, L.A. 2010. Calcretes e registros de paleossolos em depósitos continentais neocretáceos (Bacia Bauru, Formação Marília). **Revista Brasileira de Geociências**, v. 1, n. 40, p. 19-35.

FERNANDES, L.A. & COIMBRA, A.M. 1994. O Grupo Caiuá (Ks): revisão estratigráfica e contexto deposicional. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 3, n. 24, p. 164-176.

FERNANDES, L.A. & COIMBRA, A.M. 1996. A Bacia Bauru (Cretáceo Superior, Brasil). **Anais da Academia Brasileira de Geociências**, v. 2, n. 68, p. 195-205.

FERNANDES, L.A. & COIMBRA, A.M. 2000. Revisão estratigráfica da parte oriental da Bacia Bauru (Neocretáceo). **Revista Brasileira de Geociências**, São Paulo, v. 4, n. 30, p. 717-728.

FÚLFARO, V.J. & BARCELOS, J.H. 1991. Grupo Bauru no Triângulo Mineiro: uma nova visão litoestratigráfica. *In*: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO SUDESTE, 2, São Paulo, 1991. **Atas...** São Paulo, Sociedade Brasileira de Geologia/ Núcleos SP-RJ. p. 59-66.

GARDNER, L.R. 1972. Origin of the Mormom Mesa Caliche, Clark County, Nevada. **Bull. Geol. Soc. Am**, n. 83, p. 143-156.

GARRIDO, A.E.; FERREIRA, A.M.; GARCIA, A.J.V. 1991. Estratigrafia e sedimentologia do Grupo Bauru em Peirópolis, Município de Uberaba, Minas Gerais. *In*: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DE MINAS GERAIS, 6, Ouro Preto. **Revista da Escola de Minas**, n. 45, p. 112-114.

GIERLOWSKI-KORDESCH, E.H. 1998. Carbonate deposition in an ephemeral siliciclastic alluvial system: Jurassic Shuttle Meadow Formation, Newark Supergroup, Hartford Basin, USA. **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**, n. 140, p. 161-184.

GILE, L.H.; PETERSON, F.F.; GROSSMAN, R.B. 1965. The K horizon: a master horizon of carbonate accumulation. **Soil Science**, n. 97, p. 74-82.

GILE, L.H.; PETERSON, F.F.; GROSSMAN, R.B. 1966. Morphological and genetic sequences of carbonate accumulation in desert soils. **Soil Science**, n. 101, p. 347-360

GOLDBERG, K. & GARCIA, A.J.V. 1995. Faciologia dos calcários do Grupo Bauru na região de Uberaba, MG. **Geociências**. São Paulo, v. 2, n. 14, p. 121-131.

GOUDIE, A.S. 1973. **Duricrust in Tropical and subtropical landscapes**. Oxford, Clarendon Press. 173p.

- GOUDIE, A.S. 1983. Calcrete. In Goudie, A.S. & Pye, K. (eds), **Chemical Sediments and Geomorphology**. London: Academic Press, p. 93 -131.
- HASUI, Y. 1967. **Geologia das formações cretáceas do oeste de Minas Gerais**. Escola Politécnica, Universidade de São Paulo, São Paulo. Tese de doutorado em Geologia. 87p.
- HASUI, Y. 1968. A formação Uberaba. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 22, Belo Horizonte. **Anais...** Belo Horizonte: Sociedade Brasileira de Geologia. p.167-179.
- HASUI, Y. & CORDANI, U.G. 1968. Idades potássio-argônio de rochas eruptivas mesozoicas do oeste mineiro e sul de Goiás. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 22, Belo Horizonte. **Anais...** Belo Horizonte: Sociedade Brasileira de Geologia. p. 139-143.
- HASUI, Y. & HARALYI, N.L.E. 1991. Aspectos lito-estruturais e geofísicos do Soerguimento do Alto Paranaíba. **Geociências**. São Paulo, n. 10, p. 57-77.
- HUENE F. von. 1939. Carta de F. von Huene ao Dr. Euzébio de Oliveira. **Mineração e Metalurgia**, v. 4, n. 22, 190 p.
- ISSA FILHO, A.; LIMA, P.R.A.S.; SOUZA, O. M. 1984. Aspectos da geologia do complexo carbonatítico do Barreiro, Araxá, Minas Gerais, Brasil. In: **Complexos Carbonatíticos do Brasil: geologia**, Brasília: CBMM.
- KHADKIKAR, A.S.; MERH, S.S.; MALIK, J.N.; CHAMYAL, L.S. 1998. Calcretes in semi-arid alluvial systems: formative pathways and sinks. Elsevier Science B. V. **Sedimentary Geology**. n. 116, p. 251-260.
- KLAPPA, C.F. 1978. Biolithogenesis of Microcodium: elucidation. **Sedimentology**, n. 25, p. 489-522.
- KLAPPA, C.F. 1980. Rhizoliths in terrestrial carbonates: classification, recognition, genesis and significance. **Sedimentology**, n. 27, p. 613-629.
- KLAPPA, C.F. 1983. A process-response model for the formation of pedogenic calcretes. In: Wilson, R.C.L., ed. *Residual deposits: Surface Related Weathering processes and Materials*. **Geological Society**, Special Public., Blackwell Scientific Publications, Oxford, n. 11, p. 211-220.
- KRAUS, M.J. 1999. Paleossolos in clastic sedimentary rocks: their geologic applications. **Earth-Science Reviews**, n. 47, p. 41-70.

MACHETTE, M.N. 1985. Calcic soils of the southwestern United States. **Geological Society of America Bulletin**. Special Paper, n. 203, p. 1-21.

MACK, G.H., COLE, D.R., TREVIÑO, L. 2000. The distribution and discrimination of shallow, authigenic carbonate in the Pliocene-Pleistocene Palomas Basin, southern Rio Grande rift. **Geological Society of America Bulletin**, n. 112, p. 643-656.

MANN, A.W. & HORWITZ, R.C. 1979. Groundwater calcretes deposits in Australia: some observations from Western Australia. **Journal of the Geological Society of Australia**, n. 26, p. 293-303.

MCKEE, E.D. & WEIR, G.W. 1953. Terminology for stratification and cross-stratification in sedimentary rocks. **Geological Society of American Bulletin**, v. 4, n. 64, p. 381-390.

MENILLET, F. 1980/1981. Les lithofaciès des Calcaires de Beauce (Stampien supérieur et Aquitanien) du bassin de Paris (France). **Bulletin du Bureau de Recherches Géologiques et Minières (Bulletin du BRGM)**. (deuxième série), Section IV, n. 1, p. 15-55.

MEZZALIRA, S. 1974. Contribuição ao conhecimento da estratigrafia e paleontologia do Arenito Bauru. **Instituto Geográfico e Geológico**. Boletim n. 51, 163p.

MIALL, A.D. 1996. **The geology of fluvial deposits: sedimentary facies, basin analysis, and petroleum geology**. Springer – Verlag, Berlin, Heidelberg, New York. 582p.

NETTERBERG, F. 1967. Some road making properties of South African calcretes. **Proceedings of the 4th Regional Conference of African Soil Mechanics and Foundation Engineers**. Cape Town, v. 1, p. 77-81.

NETTERBERG, F. 1969. The interpretation of some basin calcretes types. South Africa. **Archaeology Bulletin**, n. 24, p. 117-122.

NETTERBERG, F. 1980. Geology of Southern African calcretes. I: Terminology, description, macrofeatures and classification. **Transactions of the Geological Society of South Africa**, n. 83, p. 255-283.

PIERINI, C. 2006. **Caracterização de paleossolos aluviais em bacias sedimentares mesozóicas: determinação dos controles sedimentares e implicações paleoambientais**. Tese de Doutorado em Geologia. UFRGS, Porto Alegre. 186p.

PIMENTEL, N.L. & ALONSO-ZARZA, A.M. 1999. Dolomitization of fresh-water lacustrine and pedogenic carbonates. An exemple from the Sado Basin (Portugal). **Abstract 2nd International Congress of Limnogeology**. Brest, France. 46 p.

PLATT, N.H. 1989. Lacustrine carbonates and pedogenesis: sedimentology and origin of palustrine deposits from the Early Cretaceous Rupelo Formation, W Cameros Basin, N Spain. **Sedimentology**, n. 36, p. 665-684.

PLAZIAT, J.C. 1971. Racines ou terriers? Critères de distinction à partir de quelques exemples du Terciaire continental et litoral du bassin de Paris et du midi de la France. Conséquences paléogéographiques. **Bulletin de la Société géologique de France**, v. 1-2, n. 13, p. 195-203.

RETALLACK, G.J. 1984. Trace fossils of burrowing beatles and bees in an Ologocene paleosol, Badlands National Park, South Dakota. **Journal of Paleontology**, n. 58, p. 571-592.

RETALLACK, G.J. 2001. **Soils of the past: an introduction to paleopedology**. Blackwell Science. 404p.

RIBEIRO, D.T.P. 2001. Diagênese das rochas do Membro Serra da Galga, Formação Marília, Grupo Bauru (Cretáceo da Bacia do Paraná) na região de Uberaba, Minas Gerais. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 1, n. 31, p. 7-12.

SAAD, A.R.; CAMPANHA, V.A.; CABRAL JR.; ETCHEBEHERE, M.L.C.; PULEGHINI FILHO, P.; MOTTA, J.F.M.; SILVA, F. DE P.E. 1988. Cenários do Grupo Bauru (K) no Estado de São Paulo. *In*: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 35. Belém, 1988. SBG, v. 2. p. 894-904.

SEMIENIUK, V. & MEAGHER, T.D. 1981. Calcrete in Quaternary coastal dunes in Southwestern Australia: A capillary-rise phenomenon associated with plants. **Journal of Sedimentary Petrology**, v. 1, n. 51, p. 47-68.

SILVA, R.B.; ETCHEBEHERE, M.L.C.; SAAD, A. 1994. Groundwater calcretes: uma interpretação alternativa para os calcários da Formação Marília no Triângulo Mineiro. *In*: SIMPÓSIO SOBRE O CRETÁCEO DO BRASIL, 3, Rio Claro, Universidade Estadual Paulista, p. 85-89.

SKELTON, P.W. 2006. **The Cretaceous World**. Cambridge University Press. 3^a ed. Glasgow, Reino Unido. 360 p.

SOARES, P.C.; LANDIM, P.M.B.; FÚLFARO, V.J.; NETO, A.F.S. 1980. Ensaio de caracterização estratigráfica do Cretáceo no estado de São Paulo: Grupo Bauru. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 3, n. 10, p. 177-185.

STANLEY, S.M. 2004. **Earth System History**. W. H. Freeman and Company, 2nd edition. New York. 567p.

STEIN, D.P.; MELO, M.S; BISTRICHI, C.A.; ALMEIDA, M.A.; HASUI, Y.; PONÇANO, W.; ALMEIDA, F.F.M. 1979. Geologia de parte dos vales dos rios Paraná e Paranapanema. *In*: SIMPÓSIO REGIONAL DE GEOLOGIA, 2, Rio Claro. **Atas...** Rio Claro, SBG/Núcleo SP. v. 2, p. 291-306.

SUGUIO, K. 1973. **Formação Bauru: calcários e sedimentos detríticos associados**. Instituto de Geociências. Universidade de São Paulo, São Paulo. Tese de Livre-Docência, 2v, 236p.

SUGUIO, K. 1981. Fatores paleoambientais e paleoclimáticos e subdivisão estratigráfica do Grupo Bauru. *In*: SBG/ Núcleo SP, Mesa Redonda: A Formação Bauru no Estado de São Paulo e Regiões Adjacentes, São Paulo. **Coletânea de trabalhos e debates**, p. 15-26.

SUGUIO, K. & BARCELOS, J.H. 1983a. Calcretes of the Bauru Group (Cretaceous), Brazil: Petrology and Geological significance. **Boletim IG**, Instituto de Geociências. São Paulo, USP, n. 14, p. 31-47.

SUGUIO, K. & BARCELOS, J.H. 1983b. Paleoclimatic evidence from Bauru Group, Cretaceous of the Paraná basin, Brazil. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 4, n. 13, p. 232-236.

SUGUIO, K. & BARCELOS, J.H. 1983c. Significado paleoambiental de estrutura "boudinoide" e outras feições presentes na seção-tipo da Formação Santo Anastácio do Grupo Bauru, Estado de São Paulo. **Boletim IG**, Instituto de Geociências. São Paulo, USP, n. 14, p. 49-54.

SUGUIO, K.; BERENHOLC, M.; SALATI, E. 1975. Composição química e isotópica dos calcários e ambiente de sedimentação da Formação Bauru. **Boletim IG**, Instituto de Geociências. São Paulo, USP, n. 6, p. 55-75.

SUGUIO, K.; FÚLFARO V.J.; AMARAL, G.; GUIDORZI, L.A. 1977. Comportamentos estratigráficos e estrutural da Formação Bauru nas regiões administrativas 7 (Bauru), 8 (São José do Rio Preto) e 9 (Araçatuba) no estado de São Paulo. *In*: SBG/Núcleo SP, SIMPÓSIO DE GEOLOGIA REGIONAL, 1, São Paulo, **Atas...** p. 231-247.

VERRECCHIA, E. 1990. Incidence de l'activité fongique sur l'induration des profils carbonatés de type calcrete pédologique. L'exemple du cycle oxalate-carbonate de calcium dans les encroûtements calcaires de Galilée (Israël). **C. R. Académie des Sciences**. Paris, v. 2, n. 311, p. 1367-1374.

WANG, Y.; NAHON, D.; MERINO, E. 1993. Geochemistry and dynamics of calcrete genesis in semi-arid regions. **Chemical Geology**. Elsevier Science Publishers B.V., Amsterdam, n. 107, p. 349-351.

WATTS, N.L. 1978. Displacive calcite: evidence from recent and ancient calcretes. **Geology**, n. 6, p. 699-703.

WATTS, N.L. 1980. Quaternary pedogenic calcretes from the Kalahari (southern Africa): mineralogy, genesis and diagenesis. **Sedimentology**, n. 27, p. 661-686.

WRIGHT, V.P. 1994. Paleosols in shallow marine carbonate sequences. **Earth-Science Reviews**, n. 35, p. 367-395.

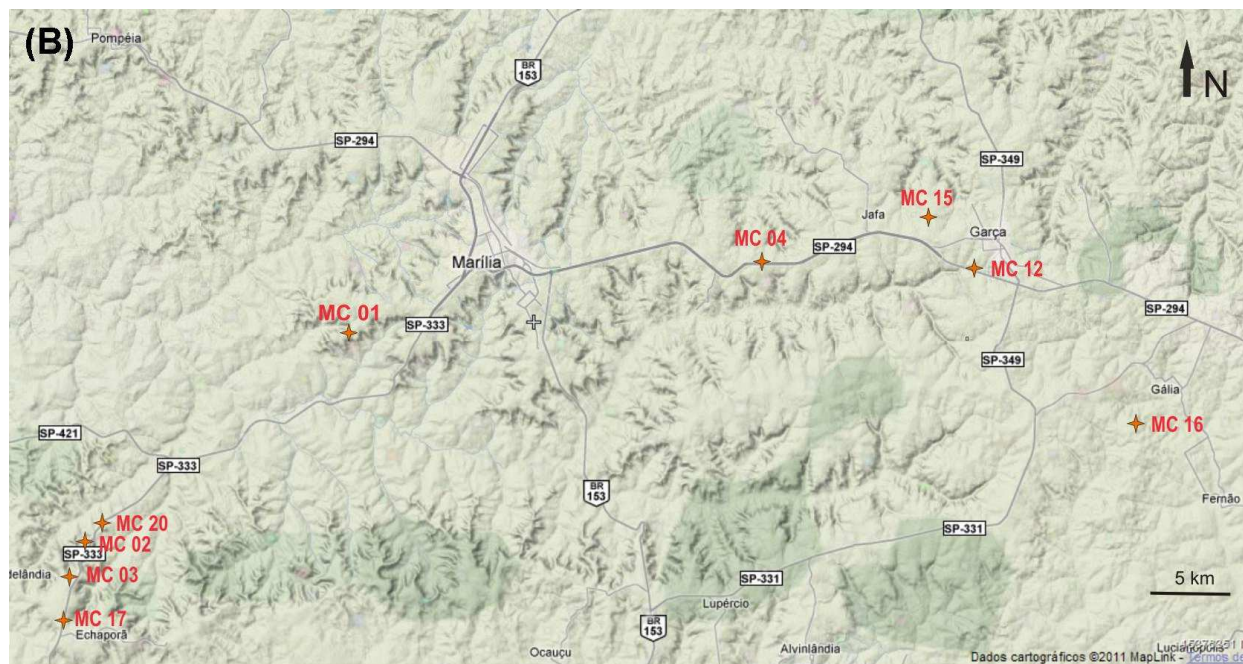
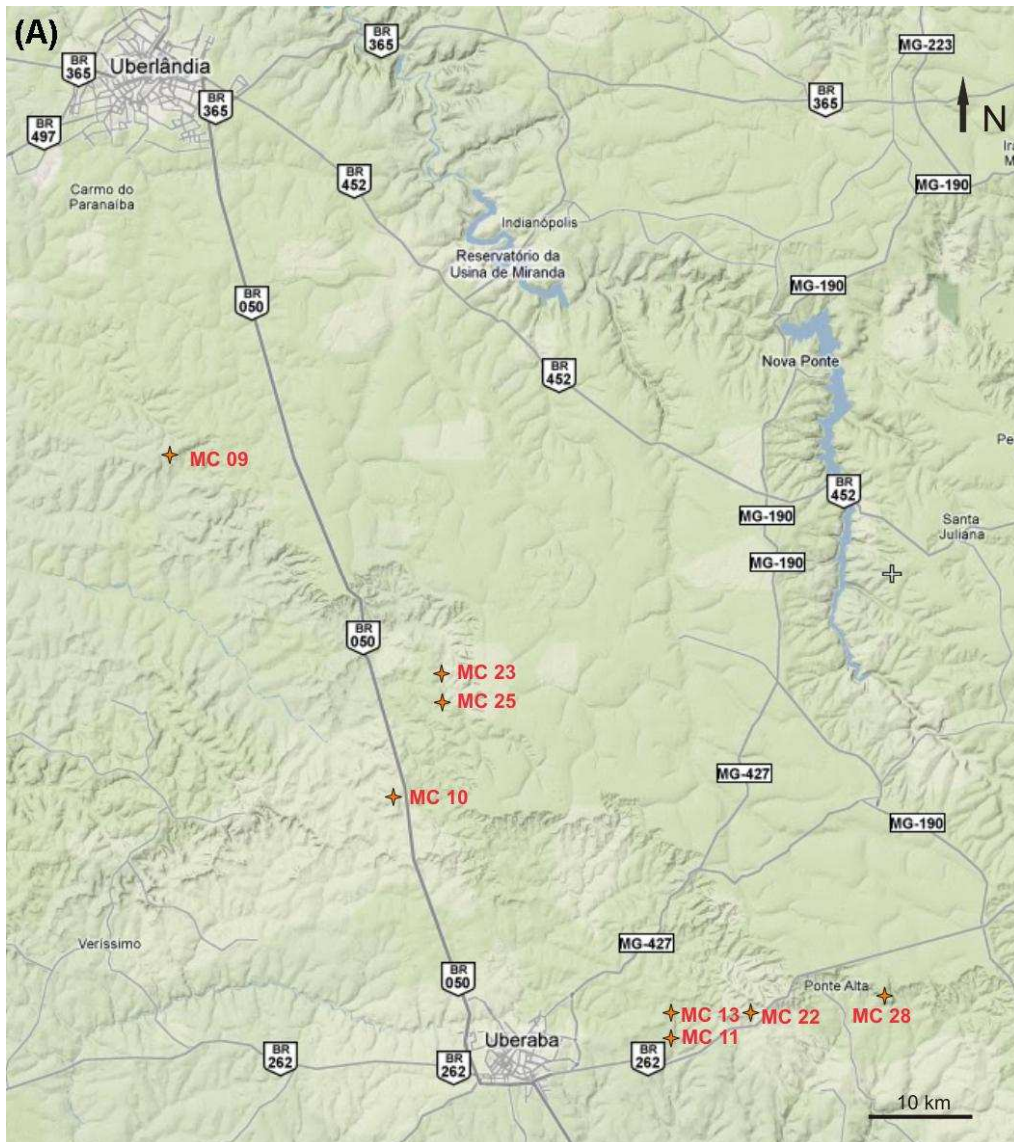
WRIGHT, V.P. 2007. Calcretes; *In* Nash, D.J. & Mc Laren, S.J. (eds.). **Calcretes in geochemical sediments and landscapes**. Blackwell Oxford, 488p.

WRIGHT, V.P. & TUCKER, M.E. 1991. Calcretes: an introduction. *In*: (Wright, V.P. and Tucker, M.E., Eds), calcretes. **International Associations of Sedimentologists**. Reprint Series. Blackwell Scientific Publications, Oxford, n. 2, p. 1-22.

ZAINE, J.E.; BARBOUR JR. E.; NEGREIROS, J.H.C.; RODRIGUES, M.E.; BARRETO, M.L.K.; ETCHEBEHERE, M.L.C.; OLIVEIRA, M.S.; LUZ, O.T.; ANTONINI, S.A.; MUZARDO, V.A. 1980. Geologia do Bloco 38: região de Araçatuba/Tupã. São Paulo: consórcio IPT – CESP – Paulipetro. Relatório [da] BP-014/80, 2v.

ANEXOS

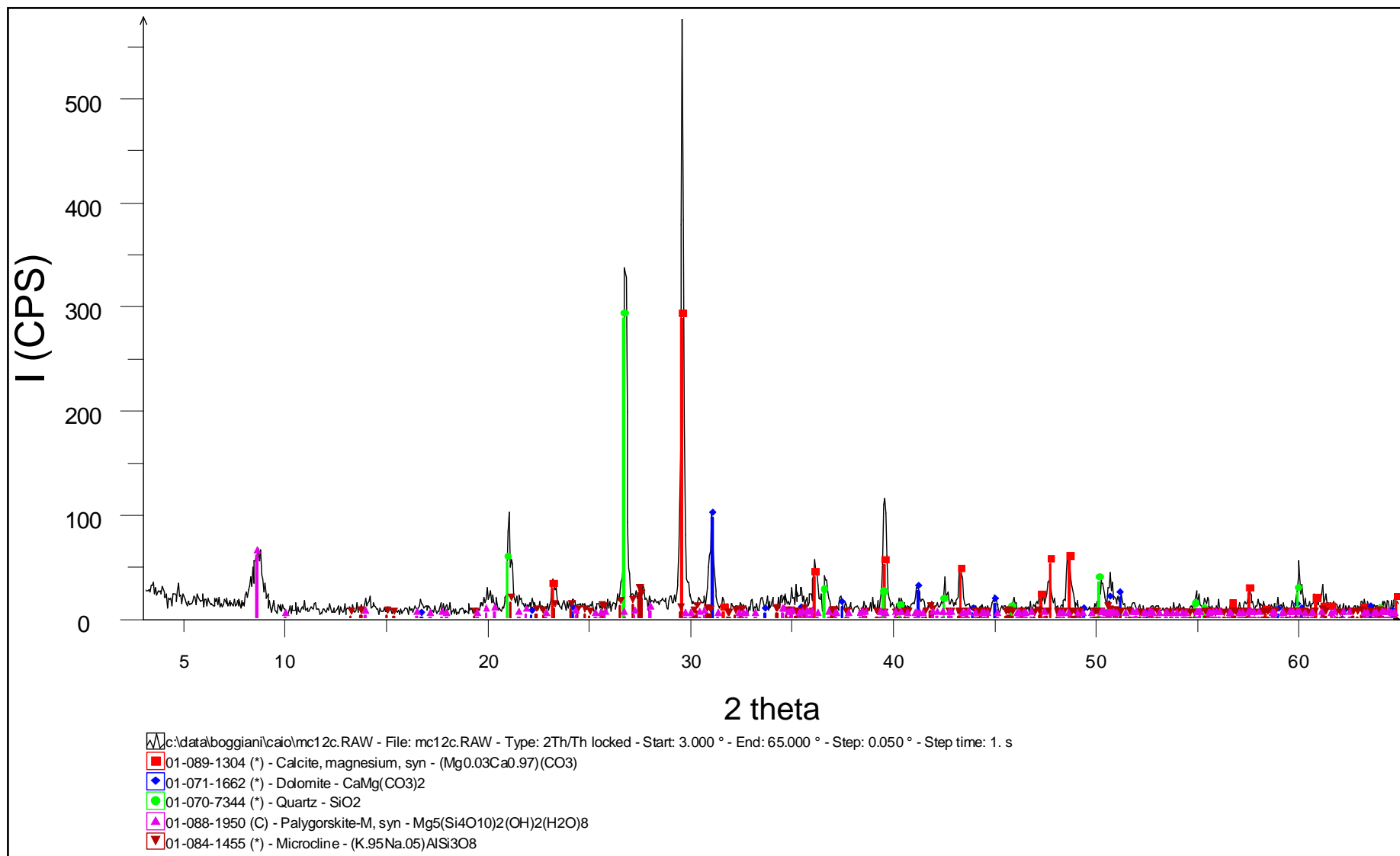
- 1(a, b): Localização dos afloramentos estudados e tipos de análises realizadas.
2(a, b, c): Resultados de análises por difratometria de raios-X.



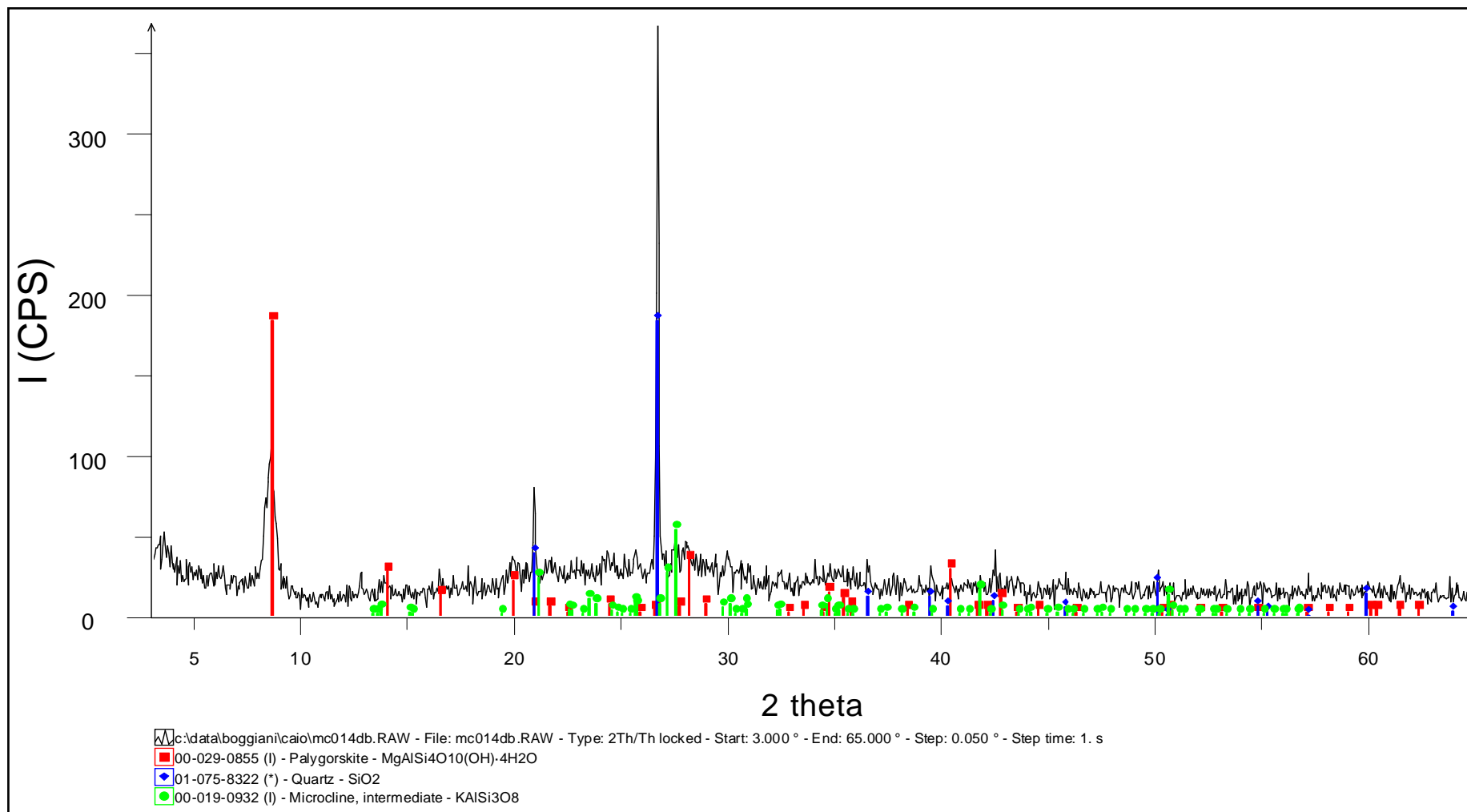
Anexo 1a: Vias de acesso e localização dos principais afloramentos da pesquisa. (A) Triângulo Mineiro entre Uberaba, Uberlândia e Ponte Alta. (B) Regiões de Marília, Echaporã e Garça no Centro-Oeste Paulista. Imagem obtida do *Wikimapia*, com acesso em 04.06.2011, (<http://wikimapia.org>)

código	localização	Membro	amostras	lâminas	MEV	raios-X	coordenadas UTM
MC01	Serra de Avencas, a 10,5 km da SP 333, Distrito de Avencas (SP)	Ech	23	3	1	5	7538479 / 596042
MC02	Serra de Echaporã, SP 333, km 364, Echaporã (SP)	Ech	9	2	---	---	7526234 / 584066
MC03	Serra de Echaporã, SP 333, km 364, Echaporã (SP)	Ech	6	4	---	---	7525151 / 583366
MC04	SP 294, km 392,8, Vera Cruz (SP)	Ech	3	1	---	---	7531081 / 656294
MC09	Calcários Triângulo (lavra ativa), BR 050, km 124, Uberlândia (MG)	PA	13	5	2	---	7816701 / 212129
MC10	BR 050, km 153,2, Uberaba (MG)	PA, SG	12	6	3	---	7831006 / 811785
MC11	Serra do Veadinho, BR 262, km 784,5, Distrito de Peirópolis (MG)	SG	---	---	---	---	7817162 / 811620
MC12	SP 294, km 418, Garça (SP)	Ech	2	1	2	4	7524873 / 583215
MC13	Serra do Veadinho, BR 262, km 784,5, Distrito de Peirópolis (MG)	PA	---	---	---	---	7817916 / 811741
MC15	Vera Cruz (SP) – poço em propriedade particular	Ech	8	1	---	---	7543060 / 617533
MC16	Gália (SP) – poço em área rural	Ech	6	6	---	---	7533913 / 645879
MC17	Serra de Echaporã, SP 333, km 364, Echaporã (SP)	Ech	---	---	---	---	7534794 / 601831
MC20	Serra de Echaporã, SP 333, km 363, Echaporã (SP)	Ech	---	3	2	---	7526148 / 583978
MC22	BR 262, km 780, Ponte Alta (MG)	SG, PA	3	2	---	---	7816711 / 215452
MC23	Corte de ferrovia, Mangabeira, a 10 km da BR 050, Uberaba (MG)	SG, PA?	5	3	---	---	7831067 / 188213
MC24	Corte de ferrovia, Mangabeira, a 10 km da BR 050, Uberaba (MG)	PA	1	---	---	---	7828325 / 187938
MC25	Corte de ferrovia, Mangabeira, a 10 km da BR 050, Uberaba (MG)	PA, SG	3	3	---	---	7829519 / 187934
MC26	Corte de ferrovia, Mangabeira, a 10 km da BR 050, Uberaba (MG)	PA	2	---	---	---	7829825 / 187283
MC28	Lavra abandonada, a 2 km da BR 262, Ponte Alta (MG)	PA	1	1	---	---	7820529 / 221975
MC29	Gália (SP) – poço para estudo hidrogeológico (parceria com a USP)	Ech	5	5	---	---	

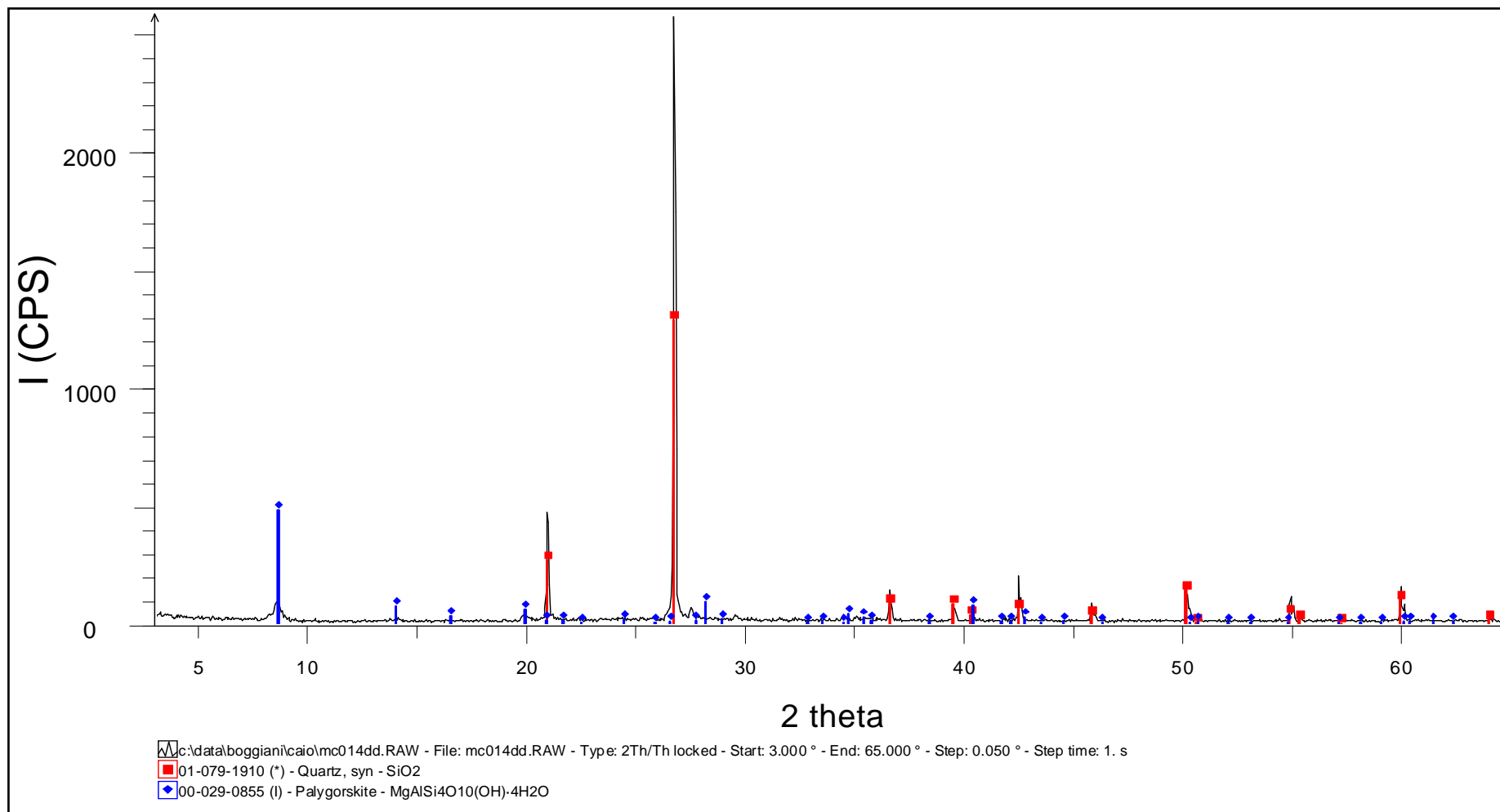
Anexo 1b: Localização dos afloramentos estudados e tipos de análises realizadas. Unidades estratigráficas: Ech=Echaporã, SG=Serra da Galga e PA=Ponte Alta.



Anexo 2a: Resultado da análise por difratometria de raios-X. Presença de minerais de calcita magnesiana, dolomita e possível palygorskita. O quartzo e microclínio ocorrem comumente como minerais detríticos. Amostra: MC 12, Garça SP.



Anexo 2b: Resultado da análise por difratometria de raios-X. O pico vermelho sugere a existência de palygorskita. Amostra: MC 01, Avenças SP.



Anexo 2c: Resultado da análise por difratometria de raios-X. O pico vermelho indica quartzo e o pico azul sugere a ocorrência de palygorskita. Amostra: MC 01, Avencas SP.